Beiträge zur Kenntniss

der

Injektions- und Resorptionserscheinungen

am

Lausitzer Granit.

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

hohen philosophischen Fakultät

der

Friedrich-Alexanders-Universität Erlangen

ACAD. LIBRARY BIBL.

vorgelegt von

Hans Jvens

aus Fuhlsbüttel.

Tag der mündlichen Prüfung: 20. Juni 1910.

Erlangen 1910.

Druck der Univ.-Buchdruckerei von E. Th. Jacob.

16

Meinen lieben Eltern!

Inhaltsverzeichnis.

Seite

Einleitung 1
Die geologischen Verhältnisse des Untersuchungsgebiets . . 2
I. Granit 4
II. Schiefer 10
A) Amphibolit 10
1. Plagioklasamphibolit 10
2. Reiner Amphibolit 13
3. Erzamphibolit 15
B) Kalksilikathornfels 17
1. Augitfels 17
2. Granataugitfels 21
3. Zoisitaugitfels 22
C) Übergangsglied 25
Zoisitamphibolit 25
III. Injektionen und endogene Kontakterscheinungen . . . 28
a) Endogene Kontakterscheinungen im anstossenden Granit 28
b) Injektionen und endogene Kontakterscheinungen im: . 30
Plagioklasamphibolit 31
Reinen Amphibolit 32
Zoisitaugitfels 33
IV. Exogene Kontakterscheinungen 34
V. Mischgesteine 37
a) Titanitreicher Epidotamphibolit 37
b) Vesuvianführender Epidotamphibolit 39
c) Hornblendeführender Epidotzoisitfels 41
VI. Ergebnisse 43
VII. Zusammenfassung 48

Einleitung.

Als ich mich im Januar 1909 mit Herrn Professor Reinisch zwecks Studiums der geologischen Verhältnisse in der Lausitz aufhielt, wurde ich von ihm auf ein sehr interessantes Vorkommen von injiziertem Amphibolschiefer aufmerksam gemacht. Eine eingehende Bearbeitung desselben dürfte wohl einen kleinen Beitrag zur Deutung und Klärung derartiger Gesteine liefern. Es soll daher meine Aufgabe sein, das von mir dort gesammelte Material einer wissenschaftlichen Untersuchung zu unterziehen, indem ich besonders auf einige Punkte mein Augenmerk richte, in deren Beantwortung die Ansichten der Forscher noch auseinandergehen. Das ist zunächst die Frage, inwieweit Dynamo- oder Kontaktmetamorphose bei den Injektionen in Betracht kommen. Ferner ist es der Punkt: Hat schon eine Umkristallisation der ursprünglichen Gesteine vor der Injektion bestanden oder ist sie eine Folge derselben? Im Zusammenhang damit ermöglicht sich die Erörterung einer dritten Frage: Was war das ursprüngliche Material, aus dem der kristalline Schiefer hervorgegangen ist?

Die geologischen Verhältnisse in der Lausitz.

Ehe ich näher auf den speziellen Gegenstand meiner Arbeit eingehe, will ich eine kurze Schilderung der allgemeinen geologischen Verhältnisse des Lausitzer Granitmassivs vorausschicken. Dieselbe stützt sich auf die Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen, die unter Leitung von Geh. Rat. H. Credner bearbeitet sind.

Das Lausitzer Granitmassiv wird im Norden und Nordwesten durch ein Schiefersystem begrenzt, das der Granit kontakt-metamorphisch verändert hat. Diese Schiefer sind vornehmlich Grauwacken, Conglomerate und Thonschiefer, die dem Culm zugerechnet werden. Erst in neuester Zeit ist durch eine Arbeit von K. Pietzsch[1]) festgestellt, dass die in der Gegend von Görlitz befindlichen Kieselschiefer, Alaunschiefer, Kalke und Quarzite silurischen Alters sind. Diese Schiefergesteine schneiden ungefähr mit den Ortschaften Radeburg, Königsbrück, Kamenz, Bautzen, Weissenburg ab. Im Süden und Südwesten hat sich der Granit an einer grossen Verwerfung, die sich von Dresden über Pillnitz, Hohnstein, Hermsdorf, Zeidler, Neudörfel bis in die Nähe von Zittau zieht, über die sächsische Kreideformation hinweggeschoben. Im Osten liegt auf dem Granitmassiv die Tertiärformation auf, die aber zum grössten Teil durch diluviale Ablagerungen verdeckt ist. Das Granitmassiv selbst besteht aus vier verschiedenen Granitvarietäten und zwar sind dies:

1. Der Lausitzer Granit
(kleinkörnig, stets muskovitführend),

---

1) K. Pietzsch. Die geologischen Verhältnisse der Oberlausitz zwischen Görlitz, Weissenburg und Niesky. Zeitschrift der deutschen geol. Gesellschaft. 61. Bd. 1909. S. 35–133.

2. Der Lausitzer Granitit
(mittelkörnig, nur biotitführend),
3. Der Stockgranit
(glimmerarm),
4. Der Rumburger Granit
(grobkörnig).

Von diesen vier Granitarten ist es besonders der erstere, der sich durch die ganz allgemeine Führung mehr oder weniger zahlreicher Fragmente von fremden Gesteinen auszeichnet, die einerseits bis zu minimalen Dimensionen herabsinken, andererseits bis zu grösseren Schollen anwachsen.

Es sind dies in erster Linie Quarzglimmerfelse, Epidothornfelse und Amphibotschiefer, von denen besonders die letzteren in grösseren Schollen auftreten. [1])

Wenden wir uns nun dem speziellen Gegenstande der Arbeit zu. In dem südwestlichen Teile des Lausitzer Granitmassives liegt das Städtchen Neustadt. Geht man von dort aus auf der Strasse nach Stolpen zu, so erreicht man nach ca 2 km einen Berg, der sich nahezu 400 m über dem Meeresspiegel erhebt. Es ist dies der Karnberg. An seinem Aufbau beteiligt sich vornehmlich der Lausitzer Granitit, in geringerem Masse auch der Lausitzer Granit. Auf dem Gipfel der Erhebung befindet sich eine grössere Amphibolschieferscholle, die von dem Granit intensiv injiziert ist. Sie weist ein Streichen von N. 70° 0, ein Fallen von 30° nach Süden auf und hat annähernd die Form eines Rechtecks mit 200 m und 125 m Seitenlängen.

Diese Werte sind den Erläuterungen [2]) zur geologischen Spezialkarte entnommen. Jetzt ist eine derartige Grössenbestimmung nur noch schlecht möglich, da der

1) Vgl. O. Herrmann und E. Weber. Kontaktmetamorphische Gesteine der westl. Lausitz. Leipzig 1890. N. J. f. Min. 1890 II. S. 287—289.

2) Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen, bearbeitet unter Leitung von Credner Sektion Neustadt Hohwald Blatt 69 von G. Klemm. Leipzig 1890. S. 14.

Steinbruchbetrieb schon zu weit fortgeschritten ist. Am südlichen Abhange befinden sich so zahlreiche, kleinere Schollen, die jedenfalls von der grösseren losgerissen sind, dass der Granitit förmlich damit vollgepfropft ist. Die Schollen besitzen meistens in der Schieferungsrichtung eine grössere Dimension als senkrecht dazu. Ihre Grösse ist, soweit die Aufschlüsse dies erkennen lassen, auffallender Weise im grossen und ganzen eine recht gleichförmige und zwar ist ihre Länge 1—1,20 m und ihre Dicke 0,30—0,50 m. Infolge des mehr oder weniger weiten Eindringens des granitischen Magmas ist die Umgrenzung eine sehr unregelmässige.

Dies sei kurz zur Informierung über die Gesteine und geologischen Verhältnisse der Lausitz, insbesondere des Karnbergs bei Neustadt vorausgeschickt. Bei den folgenden Betrachtungen dürfte eine nachstehende Behandlung der in Betracht kommenden Gesteine und ihrer gegenseitigen Beziehungen sich empfehlen:

I. Granit (hiemit seien alle Varietäten zusammengefasst),
II. Schiefer,
III. Injektionen und endogene Kontakterscheinungen,
IV. Exogene Kontakterscheinungen.

I. Der Granit.

Das Gestein ist, wie schon oben hervorgehoben wurde, ein Biolitgranit von mittelkörnigem Gefüge. Seine allgemeine Färbung ist weisslich bis bläulich grau. In der Nähe von eingeschlossenen Schieferpartieen zeigt die Struktur eine sehr eigenartige Abänderung durch das Eintreten eines gewissen Parallelismus. Auf dem Querbruche erkennt man eine deutliche Flaserung, die durch Parallelstellung der Glimmerblättchen hervorgebracht ist. Auf dem Längsbruche erscheinen infolgedessen manchmal gleichsam Häute von Biotitindividuen. G. Klemm[1]),

1) G. Klemm: Berichte über Untersuchungen an den sogenannten „Gneissen“ und den metamorphen Schiefergesteinen der

der derartige Strukturmodifikationen im Granit ausser in der Lausitz in vielen anderen, besonders alpinen Vorkommnissen studiert hat, ist zu dem Schlusse gekommen, dass der früh ausgeschiedene Glimmer sich durch den im emporgepressten Magma herrschenden Druck parallel der Berührungsfläche des Granits angeordnet hat. Dagegen kann man auf keinen Fall derartige flaserige Granite, wie es vielfach geschehen ist, als Produkte der Dynamometamorphose, d. h. der Einwirkung des Gebirgsdruckes auf das verfestigte Gestein auffassen. Auch hier hat die mikroskopische Untersuchung keinen Anhalt für die Berechtigung einer solchen Annahme gegeben.

Im übrigen ist der Granit hin und wieder durch grössere Quarz- und Feldspatindividuen charakterisiert, sodass das Gestein dann einem Augengneiss sehr ähnlich wird. Auch der Glimmer nimmt bisweilen grössere Dimensionen an und erhöht somit die porphyrartige Ausbildung des Gesteins. Endlich fallen bei makroskopischer Betrachtung noch viele glimmerreiche Putzen auf, die allmählich in hellere Partieen übergehen. Von vornherein wird man geneigt sein, sie auf resorbiertes Schiefermaterial zurückzuführen.

Neben dem schon makroskopisch bestimmbaren Feldspat, Quarz und Glimmer findet man bei der Untersuchung des Granits im Dünnschliff noch Apatit, Zirkon und Eisenerze als primäre Akzessorien, während Chlorit und Rutil nur als sekundäre Umwandlungsprodukte und zwar des Glimmers erscheinen.

Die Feldspatgruppe im speziellen ist durch Orthoklas, Plagioklas und Mikroklin vertreten.

Der Plagioklas beteiligt sich in reichlicherem Masse als der Orthoklas an der Zusammensetzung des

---

Tessiner Alpen. Sitzungsbericht der Königl. preuss. Akademie der Wissenschaften. I. 1904 46—65, II. 1905 442—453, III. 1906 420—431, IV. 1907 445—458.

Gesteins. Seinem optischen Verhalten nach ist er den natronreichen Gliedern der Plagioklasreihe zuzurechnen. Die geringe Auslöschungsschiefe in Schnitten nach (001) deutet auf einen Oligoklas hin. Er zeigt durchgängig lamellare Verzwilligung nach dem Albitgesetz. Bisweilen gehen die Lamellen nicht gleichmässig durch den ganzen Schnitt hindurch, sondern verbreitern sich oder keilen aus. Mit der Zwillingsbildung nach M verbünden begegnet man, wenn auch selten, einer einfachen Verwachsung nach dem Periklingesetz, sodass in Schnitten aus der b-Zone die Zwillingslamellen sich rechtwinklig kreuzen.

Der Orthoklas weist im allgemeinen keine Zwillingsbildung auf; nur selten nimmt man Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetze wahr. Er findet sich in einem verhältnismässig sehr frischen Zustand. Nur fein verteilte weisslich-graue, kaolinartige Massen zeigen den Beginn der Umwandlung an. Spindelartige Lamellen von Plagioklas im Orthoklas rufen die mit Mikroperthit bezeichneten Verwachsungen beider Mineralien hervor. Seltener beobachtet man die Durchwachsung von Orthoklas und gleich orientierten Quarzindividuen, also mikropegmatische oder schriftgranitische Verwachsungen.

Der Mikroklin weist in nur wenigen Fällen die für ihn so charakteristische Gitterung durch das ganze Individuum hindurch auf. Vielmehr kann man oft die Beobachtung machen, dass diese meist nur randlich auftritt und dann allmählich verschwindet. Ich neige daher auch der sonst vielfach vertretenen Ansicht hin, dass in den übrigen, scheinbar einheitlichen Partieen die Zwillingsbildung unter submikroskopische Dimensionen herabsinkt.

Der wasserklare Quarz füllt in xenomorphen Körnern als das bei der Erstarrung des Granitmagmas zuletzt verfestigte Mineral die Lücken zwischen den andern Gemengteilen aus. Die in ihm vorhandenen Flüssigkeitseinschlüsse sind bald schnurartig angeordnet, bald sind

sie regellos in den Quarzkörnern verteilt. Schon bei Erhöhung der Temperatur auf 31—32° vermittels eines erhitzten Glasstabes verschwindet die Libelle, um beim Sinken der Temperatur wieder zum Vorschein zu kommen. Wir haben es also offenbar mit Einschlüssen von flüssiger Kohlensäure zu tun.

Zirkon und Apatit finden sich als aus dem Magma zuerst ausgeschiedene Mineralien in kristallographisch guter Ausbildung.

Der Glimmer hat bräunlich-schwarze Farbe und ist im allgemeinen unregelmässig lappig umrandet. Deutlich sechsseitig umgrenzte Täfelchen wurden nicht beobachtet. Nach der Lage der Achsenebene (010) ist er ein Meroxen und zwar wurde dies mittels Schlagfigur und Achsenbild festgestellt. Der Ring des letzteren öffnet sich beim Drehen kaum merklich; demnach ist der Achsenwinkel sehr klein. Eingelagerte Zirkone sind vielfach von pleochroitischen Höfen umgeben. Eine Sagenitbildung im Glimmer, die darauf beruht, dass Titansäure in Form von Rutil sich abgeschieden hat, ist hin und wieder zu beobachten. Man kann dabei die Wahrnehmung machen, dass stets eines der drei sich kreuzenden Nädelchen sich senkrecht zum Klinopinakoid gestellt hat. Eine weitere sekundäre Umbildung ist die Umwandlung des Glimmers in Klinochlor, der sich diesfalls durch seine lavendelblauen Polarisationsfarben zu erkennen gibt. Als gleichzeitiges Umwandlungsprodukt ist auch der Titanit anzusehen. Da die Titansäure nicht mit der Kieselsäure in den Klinochlor übertritt, ist sie hier offenbar in Form eines selbständigen Titanminerals zur Ausscheidung gekommen.

Die schon oben bei der makroskopischen Beschreibung aufgestellte Hypothese, dass die grösseren und kleineren, glimmerreichen Partieen von resorbiertem Schiefermaterial herrühren, gewinnt bei der mikroskopischen Untersuchung sehr an Wahrscheinlichkeit; denn diese Partieen weisen im Dünnschliffe die für Kontakt-

gesteine so charakteristische Mosaik- oder Pflasterstruktur auf. Diese Beobachtung findet wohl darin ihre Erklärung, dass das schon sehr zähflüssige granitische Magma die Schieferbrocken nicht mehr vollständig in sich hat auflösen können. Für die Annahme der Resorption von Schiefermaterial spricht auch die reichliche Beteiligung des Titansäuremoleküls an der Glimmerbildung; denn da hier jedenfalls der Biotitreichtum von resorbiertem Amphibolit herrührt, ist ein reichliches Vorhandensein von Titansäure wohl zu erwarten, da die in dem Amphibolit vorhandenen Mengen von Titanit und Titaneisen relativ ansehnliche sind. Übrigens ist ja eine derartige Erscheinung gar nicht allzu selten. G. Klemm[1]) ist auch im Spessart zu demselben Resultat gekommen. Er sagt l. c. S. 227, dass dunkle glimmerreiche Stellen mit Feldspaten mit Skelettstruktur, Quarz und Eisenerzen als resorbierte Schiefer anzusehen sind.

Hier will ich noch kurz einige Beobachtungen anfügen, die ich auf den Druck, unter dem das Magma bei der Auskristallisation gestanden hat, zurückführen zu müssen glaube und die demnach ein Beleg für die oben aufgestellte Behauptung wären, dass die flaserige Struktur durch einen solchen Druck bedingt wurde.

Die Quarzkörner zeigen vielfach undulöse Auslöschung und zwar gehen die Auslöschungswellen bisweilen flammenartig von den Umgrenzungsflächen des Krystalls selbst oder eingelagerter Biotitindividuen aus. Manchmal hat sich dieser Druck in noch grösserem Masse dahin geäussert, dass er eine randliche Zertrümmerung der Quarzkörner hervorgebracht hat, eine Druckwirkung, die man als Mörtelstruktur zu bezeichnen pflegt. Auch an Plagioklasen sind solche Spuren zu beobachten. Hin und wieder treten Kristalle auf, die senkrecht oder schräg

1) G. Klemm: Beiträge zur Kenntnis des kristallinen Grundgebirges im Spessart. Darmstadt 1895. Abhandlungen der grossh. hess. geol. Landesanstalt zu Darmstadt. Bd. II. Heft 4. S. 165—251.

zu den Zwillingslamellen zerbrochen sind, wobei dann die einzelnen Teile sich gegeneinander verschoben haben. Aus der Lage der Zwillingslamellen, die verschiedene Breite aufweisen, ist es möglich, die ursprünglich Beschaffenheit des Minerals sich zurückzukonstruieren. Alle diese Erscheinungen sind meiner Ansicht nach wohl mit einer Auskristallisation unter Druck in Einklang zu bringen; dagegen dynamometamorphe Beeinflussung für die Erklärung solcher Beobachtungen heranzuziehen, ist nicht nur unnötig, sondern erscheint sogar ausgeschlossen, da, wie wir späterhin sehen werden, der Schiefer, der von dem gebirgsbildenden Druck ebenfalls hätte in Mitleidenschaft gezogen werden müssen, keine Merkmale aufweist, die man auf Kataklase zurückführen könnte.

Eine von mir ausgeführte Granitanalyse lieferte folgende Werte:

SiO_2	60.76
TiO_2	2.14
Al_2O_3	10.72
Fe_2O_3	5.22
CaO	4.37
FeO	5.40
MgO	4.19
K_2O	2.44
Na_2O	4.93
	100.17

In dem hohen Eisengehalt finden wir einen weiteren Beleg dafür, dass der Granit jedenfalls von dem eisenreichen Amphibolit ziemlich viel in sich aufgenommen hat. Auch der hohe Titangehalt von 2.14% würde dafür sprechen. In dem überwiegenden Natrongehalt gibt sich kund, dass der Plagioklas den Orthoklas bei weitem an Menge übertrifft. Das Eisen ist natürlich in dem Glimmer an die Kieselsäure gebunden. Eine Prüfung auf Lithium mit der Spektralanalyse lässt auf Vorhandensein des eisenreichen Lepidoliths schliessen.

II. Schiefer.

Zum grössten Teil besteht die in dem Granit schwimmende Scholle aus Amphibolit; doch finden sich dazwischen hin und wieder auch linsenförmig ausgezogene Partieen von hellerer Färbung, die wie die mikroskopische Untersuchung ergeben hat, als Kalksilikathornfelse anzusprechen sind. Man hat also zu unterscheiden:

A. Amphibolit,
B. Kalksilikathornfels.

A. Amphibolit.

Nach den Hauptbestandteilen lassen die hier in Betracht zu ziehenden Gesteine sich charakterisieren als:

1. Plagioklasamphibolit,
2. Reiner Amphibolit,
3. Erzamphibolit.

1. Plagioklasamphibolit.

Dieses Gestein weist eine mehr oder weniger deutliche Schieferung auf, die in erster Linie dadurch hervorgebracht wird, dass feine, selten 1 mm Dicke übersteigende, weisse Lagen dunkle, an Hornblende reiche ablösen; bald keilen erstere schon nach kurzer Zeit aus, bald erstrecken sie sich weit durch das Gestein hin. Die Färbung im Ganzen ist dunkelgrün bis schwarz. Die Grösse der einzelnen Bestandteile ist sehr gering. Makroskopisch sind daher infolge der sehr feinkörnigen Ausbildung ausser einigen Magnetkieskörnern keine Mineralien bestimmbar.

Unter dem Mikroskop erweisen sich Hornblende, Feldspat und Quarz als Hauptgemengteile des Gesteins; doch spielen Ilmenit und Titanit als akzessorische Gemengteile eine nicht unbedeutende Rolle. Ausserdem finden sich, wenn auch ganz untergeordnet, Magnetkies und Apatit. Die mikroskopische Struktur dürfte man

wohl nach Grubenmann[1]) als granoblastisch bezeichnen.

Die Hornblenden sind zum grössten Teil gemeine olivgrüne mit sehr starkem Pleochroismus (a hellgelb, b grünlichbraun, c braun). Bisweilen sind sie zonar gebaut und zwar so, dass die randlichen Partieen heller sind als die zentralen, also offenbar eisenärmer. Auch kann eine ganz regellose Verteilung des Eisenoxyds in den Hornblenden wahrgenommen werden, sodass sie ganz fleckiges Aussehen aufweisen. Neben diesen olivgrünen Hornblenden sind auch solche von rein grüner Farbe und sehr schwachem Pleochroismus vorhanden. Es ist dies die Form, welche von Gümbel[2]) zuerst als schilfige Hornblende bezeichnet wurde und die dem Aktinolith sehr nahe steht. Ihrer Bildung nach scheint sie sekundärer Natur zu sein und zwar sind die bald mehr spiessig, bald mehr messerförmig entwickelten Hornblenden alle in gleicher Orientierung aus den primären, olivgrünen Hornblenden herausgewachsen. G. Berg[3]), der in kristallinen Schiefern des Las Animas Canyon ähnliche Hornblenden beobachtet hat, nimmt für sie ebenfalls sekundäre Entstehung an. Auch L. Hezner[4]) hat in einer Arbeit über Eklogite und Amphibolite häufig diese neophytische Bildung von lichter Hornblende konstatiert. Auffallender Weise ist dort bei den nicht selten zonar ge-

---

1) M. Grubenmann: Kristalline Schiefer I. S. 79 über die granoblastische Struktur: Mosaikstruktur, Pflasterstruktur, Bienenwabenstruktur sind viel gebrauchte andere Bezeichnungen für diese Strukturform. Sederholm nennt sie cyklopisch, Schalck bei Amphiboliten gabbroid.

2) Rosenbusch: Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. Spezielle Mineralien S. 235.

3) G. Berg: Über kristalline Schiefer aus dem Las Animas Canyon südlich von Silverton Col. Tsch. Min. u. Petr. Mitt. 27. 1908. S. 277—284.

4) L. Hezner: Zur Kenntnis der Eklogite und Amphibolite Tsch. Min. u. Petr. Mitt. 22. 5. und 6. Heft.

bauten Kristallen die Randpartie dunkler als die Mitte, während hier doch das umgekehrte der Fall ist. Bei beiden Varietäten sind in erster Linie Prismenflächen zur Ausbildung gekommen, was ja auch mit der Beobachtung Grubenmanns[1]) übereinstimmt, dass in kristallinen Schiefern in erster Linie Flächen, denen eine vollkommene Spaltbarkeit entspricht, auftreten. An den beiden Enden der c-Achse ist die Begrenzung oft eine hakige und buchtige; doch beobachtet man auch hin und wieder Basis, Domen und Pyramiden. Die Grösse der einzelnen Hornblendeindividuen ist sehr schwankend. Es treten Hornblenden auf, die eine Längenausdehnung von 0.5 mm besitzen, während andere nur einige wenige Hundertstel mm messen. Vielfach weist die Hornblende Siebstruktur auf, die durch eingelagerte Quarzkörner hervorgebracht ist. Auch Ilmenit, sowohl in der Form von dünnen Täfelchen („Titaneisenglimmer") als auch in Körnern, findet sich ebenso wie Titanit als Einlagerungen in der Hornblende. Zwillingsbildungen kommen sowohl nach dem Orthopinakoid, als auch nach dem Orthodoma w $(\bar{1}01)$ vor. Nach der letzteren Fläche wurden sie bisher, wie Hintze[2]) angibt, nur lamellar beobachtet. Jedoch nach den Wahrnehmungen in diesem Amphibolit sind die Zwillingsgesetze der Hornblende wohl dahin zu ergänzen, dass auch einzelne Individuen noch w miteinander verwachsen können; denn man beobachtet vielfach zwei miteinander verwachsene Hornblendeindividuen, bei denen die Winkel zwischen Vertikalflächen und terminalen Endigungen 74^0—76^0 betragen; Hintze[2]) gibt für $(\bar{1}01):(100)$ 73^0 $58\frac{1}{4}'$ und für $(\bar{1}01):(110)$ 75^0 $52\frac{1}{2}'$ an.

Der Feldspat ist ein Plagioklas und zwar Albit. Zwillingsbildungen treten nur nach dem Brachypinakoid auf, bisweilen polysynthetisch. Sie treten aber, ebenso wie eine charakteristische Spaltbarkeit, sehr zurück. Der

1) l. c. S. 74.

2) C. Hintze: Handbuch der Mineralogie 1893. S. 1187.

Albit ist weniger gut kristallographisch entwickelt als die Hornblende, was auch mit der kristalloblastischen Reihe übereinstimmt, die Grubenmann[1]) für die Eklogite und Amphibolite aufgestellt hat.

Der Quarz erscheint in rundlichen und länglichen Körnern, sowohl als Füllmasse zwischen Plagioklas und Hornblende, als auch als Einschluss in ihnen. Im allgemeinen ist er rein und frei von jeglichen Einschlüssen.

Der Ilmenit ist in erster Linie in unregelmässig begrenzten Körnern im Schliff vorhanden. Verhältnismässig selten findet man dünne Leisten, die auf sechsseitige Täfelchen hindeuten.

Die Titanit tritt in rundlichen Körnern auf, die oft eine sehr eigentümliche Ausbildungsweise aufweisen. Vielfach macht sich bei ihnen eine radiale Struktur bemerkbar, mit der bisweilen auch eine konzentrische verknüpft ist. Nun ist es augenscheinlich, dass der Titanit sekundär aus dem Ilmenit entstanden ist, von dem sich bisweilen noch eingeschlossene Reste finden. Die konzentrische Struktur könnte man wohl auf einen temporären Stillstand während der Umwandlung aus dem Titaneisen zurückführen, während wir wohl in der radialen Struktur die Bildung von Titaneisenskeletten sich wiederspiegeln sehen könnten.

Apatit findet sich in kleinen, gedrungenen Prismen im Quarz.

Der Magnetkies tritt ebenfalls wesentlich hinter dem Titanit zurück und erscheint nur in rundlichen und unregelmässig begrenzten tombakbraunen Körnern von metallischem Glanz.

2. Reiner Amphibolit.

In dem Plagioklasamphibolit befinden sich hin und wieder Bänder und Linsen, die bedeutend grobkörniger struiert sind und deren Farbe auch eine weit dunklere ist als die des Plagioklasamphibolits, sodass sie dem Be-

1) U. Grubenmann: Kristalline Schiefer II. S. 83.

schauer sofort ins Auge fallen; auch die Schieferung ist bei weitem nicht so ausgeprägt. Man hat wohl den Grund hierfür vornehmlich darin zu suchen, dass infolge des fast vollständigen Fehlens von Feldspat und Quarz die Möglichkeit, abwechselnd dunkle und helle Lagen zu bilden, nicht gegeben ist. Es hat aber selbst nicht einmal eine Parallelstellung der Hornblendeindividuen stattgefunden; im Gegenteil sie weisen eine ganz wirre, unregelmässige Lagerung auf. Nach der mikroskopischen Untersuchung haben wir es mit einem ziemlich reinen Amphibolit zu tun. Hatte es makroskopisch den Anschein, als ob der Uebergang von einem zum andern ein plötzlicher ist, so findet dies im Mikroskop nicht seine Bestätigung; denn hier beobachtet man, dass Feldspat und Quarz ganz allmählich mehr und mehr zurücktreten, während die Hornblende sich in solchem Masse anreichert, dass sie schliesslich den alleinigen Bestand des Gesteins ausmacht. Mit dieser Erhöhung des Hornblendegehalts ist zugleich auch ein Grösserwerden der einzelnen Hornblendeindividuen verbunden. Als sekundäre oder akzessorische Mineralien finden wir: Epidot, aus dem Plagioklas und der Hornblende hervorgegangen, Chlorit, ebenfalls sekundärer Entstehung, Titanit, Titaneisen und Magnetkies.

Die Hornblende ist hier fast ausschliesslich die olivgrüne; nur ganz vereinzelt tritt auch die schilfige Hornblende auf. Sie erreicht bisweilen eine Grösse von 4 mm, übertrifft also bei weitem die der Hornblende im Plagioklasamphibolit. Die kristallographische Ausbildung ist eine weit weniger gute als in dem letztgenannten Gestein; höchstens die Prismenflächen sind zur Entwicklung gekommen und auch das nur selten. Befanden sich die Hornblenden im Plagioklasamphibolit noch in völlig frischem Zustande, so sind sie hier schon einer Umwandlung in Epidot und Chlorit anheimgefallen und zwar derartig, dass der grösste Teil einzelner Hornblendeindividuen jetzt durch Chlorit ersetzt ist, während der Epidot sich auf den ursprünglichen Spaltrissen in feinen Körnern aus der

Hornblende herausgebildet hat. Bisweilen hat noch eine weitere Umsetzung des Chlorits in Karbonate und Quarz stattgefunden.

Auch der, meist nur in der Uebergangszone vorhandene Plagioklas ist zum grössten Teil in feine Epidotkörneraggregate umgewandelt.

Die Umwandlung von Titaneisen in Titanit befindet sich hier noch im Anfangsstadium.

Magnetkies trifft man in derselben Ausbildungsweise und in ziemlich reichlichem Masse an.

3. Erzamphibolit.

Makroskopisch unterscheidet sich diese Varietät durch etwas hellere Färbung und grösseren Reichtum an Magnetkies von dem Plagioklasamphibolit. Sie findet sich als nussgrosse Einlagerungen in letzterem. Mikroskopisch weicht sie sehr in ihrer Ausbildungsweise von ihm ab. Es beteiligen sich vornehmlich an ihrer Zusammensetzung: Hornblende, Plagioklas, Quarz und Magnetkies. Wegen des Vorhandenseins grösserer Mengen des letztgenannten Minerals dürfte daher wohl die Bezeichnung Erzamphibolit zutreffend sein.

Das Amphibol ist als gemeine grüne Hornblende zu bezeichnen. Sie ist hier vorwiegend in noch grösseren Individuen ausgebildet als in dem Plagioklasamphibolit, auch ist ihre Eigenfarbe eine bedeutend hellere. Dagegen trägt sie ebenfalls einen sehr kräftigen Pleochroismus zur Schau: a. blassgelb, c. grün, b. Mittelfarbe (annähernd gleich c). Die Spaltbarkeit kommt sehr wenig zur Geltung; nur in Basisschnitten nimmt man sie einigermassen gut wahr. Von Kristallflächen sind nur die Prismen zur Entwicklung gekommen. Von sekundären Umwandlungen tritt hier einzig und allein eine Epidotbildung auf. Durch gelegentliche Einschlüsse von Quarzkörnern wird die sogenannte poikilitische Struktur hervorgebracht. Infiltrationen von Eisenlösungen, die vornehmlich von grösseren Erzkörnern ausgegangen sind, haben manchmal

einen gelben fleckenhaften Ueberzug auf der Hornblende hervorgebracht.

Der Plagioklas zeigt die für den Oligoklas charakteristische geringe Auslöschungsschiefe. Stets polysynthetisch gestreift, ist er sehr frisch und zeigt nur selten den Beginn von Umwandlungserscheinungen.

Der Quarz ist in kleinen rundlichen oder länglichen Körnern ausgebildet, denen vielfach ein ziemlich stark lichtbrechendes Mineral eingelagert ist. Da es stets nur in sehr kleinen rundlichen oder tropfenartigen Gebilden im Quarz liegt, kommen seine eigenen Polarisationsfarben nie zur Geltung. Nur so viel kann man feststellen, dass sie höher als die des Quarzes sind. Es ist mir nicht gelungen, das Mineral exakt zu bestimmen. Wegen der hohen Licht- und Doppelbrechung hat man es möglicherweise mit kokkolithartigen Diopsiden zu tun.

Besonders charakteristisch ist, wie schon oben hervorgehoben, die reichliche Beteiligung des Magnetkieses an der Zusammensetzung. Bald tritt er in grösseren Körnern, kranzartig umgeben von kleineren auf, bald trifft man Partieen an, die vornehmlich nur aus sehr kleinen, sehr unregelmässig begrenzten Körnern dieses Minerals bestehen. Besonders in diesen letzteren Zonen beobachtet man Epidotmassen, die augenscheinlich aus Plagioklas und Hornblende hervorgegangen sind. Bei letzterem nimmt man vielfach einen Saum von Epidot wahr, der den Beginn der Umwandlung anzeigt.

Hier und da stellen sich auch Rutile, die meistens in schönen prismatischen Kriställchen ausgebildet sind. Im allgemeinen jedoch ist das Mineral fast gänzlich in ein bräunlich-weisses, feinkörniges Aggregat von hoher Lichtbrechung und lebhafter Doppelbrechung umgewandelt, sodass keine einheitliche Auslöschung mehr erfolgt. Wir haben es hier offenbar mit Pseudomorphosen von Titanit nach Rutil zu tun; denn hin und wieder beobachtet man noch die terminalen Endigungen des

Rutils, besonders die Pyramide (111), ferner auch Zwillinge nach (101), die sogenannten Kniezwillinge. Schliesslich nimmt man mitunter noch einen Kern von Rutil wahr. Aus allen diesen Beobachtungen erhellt, glaube ich, zur Genüge, dass wir es hier nicht, wie z. B. Becke[1]) meint, mit Umwachsungen zu tun haben, sondern dass es sich um sekundäre Umsetzungen durch Aufnahme von Calcium und Kieselsäure handelt. Die Volumenvermehrung, die dabei stattgefunden hat, gibt sich in der aufgequollenen Beschaffenheit der neuen Mineralaggregate kund.

B. Kalksilikathornfels.

Die Kalksilikathornfelse finden sich in auseinander gezogenen Linsen in dem Amphibolit eingeschaltet. Je nach der chemischen Zusammensetzung des ursprünglichen Gesteins ist es zur Ausbildung folgender Varietäten gekommen:

1. Augitfels,
2. Granataugitfels,
3. Zoisitaugitfels.

Makroskopisch unterscheiden sie sich sehr wenig voneinander. Es sind durchaus dichte Gesteine von grünlichgrauer Farbe. Nur einzelne Magnetkieskörner, die sich durch ihre bunten Anlauffarben zu erkennen geben, sind mit blossem Auge zu sehen. An einzelnen Stellen scharen sie sich zu Komplexen von Erbsenkorngrösse zusammen.

1. Augitfels.

Die Hauptgemengteile des Gesteins sind Augit und Quarz; in einzelnen Zonen stellt sich Epidot in grösseren Mengen ein, ganz untergeordnet bisweilen auch Plagioklas. Sekundärer Entstehung ist der Kalkspat und als

1) Vgl. F. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie. Leipzig II. Aufl. 1. Bd. 1893. S. 403.

akzessorische Gemengteile treten Titanit und Magnetkies auf.

Der Diopsid besitzt blassgrüne Farbe und bringt seine Kristallformen im allgemeinen sehr wenig zur Geltung. In quarzreichen Zonen jedoch erhellt, dass seine Kristallisationskraft die des Quarzes bei weitem übertrifft; denn sowohl in der vertikalen Zone, wie an seiner beiderseitigen Endigung sind, wenn auch hier sehr selten, Kristallflächen vorhanden. In Schnitten parallel (010) glaube ich mit ziemlicher Sicherheit $(11\bar{1})$ und (112) festgestellt zu haben. Nach Hintze[1]) betragen die Winkel:

$$a : s = (100) : (11\bar{1}) = 76^0\ 34'\ \text{und}$$
$$a : v = (100) : (112) = 47^0\ 43^1/_2'$$

Von mir wurde gemessen:

$$a : s = 77^0\ 30'\ \text{und}$$
$$a : v = 47^0$$

Die Auslöschungsschiefe c : c im stumpfen Winkel β beträgt 46^0, ist also in der Diopsidreihe eine ziemlich hohe. Tschermak[2]) stellte zuerst Untersuchungen an über die Abhängigkeit der Auslöschungsschiefe von dem chemischen Bestande des Minerals. Vervollständigt wurden diese Untersuchungen von Herwig[3]), Dölter[4]) und Wülfing[5]). Nach den Resultaten dieser Forscher wächst die Auslöschungsschiefe c : c, je grösser die Beimengung des Hedenbergitmoleküls ($FeCaSi_2O_6$) ist. Dölter hat nachgewiesen, dass das reine Ca-Mgsilicat eine Auslöschungsschiefe von $32^0\ 36'$ haben

1) C. Hintze: Handbuch der Mineralogie 1893. II. S. 1017.

2) G. Tschermak: Über Pyroxen und Amphibol T. Min. Mitt. 1871. S. 17—46.

3) Herwig: Programm des Gymnasiums Saarbrücken 1884.

4) C. Dölter: Über die Abhängigkeit der optischen Eigenschaften von der chemischen Zusammensetzung beim Pyroxen N. J. f. Min. 1885 I. 43—68.

5) E. A. Wülfing: Beiträge zur Kenntnis der Pyroxenfamilie in chemischer und optischer Hinsicht. Habilitationsschrift Tübingen 1891.

müsste. Demnach hätten wir es mit einem ziemlich eisenreichen Diopsid zu tun. Hin und wieder beobachtet man neben der prismatischen Spaltbarkeit eine Absonderung nach (100), die durch die in diesem Sinne entwickelte Zwillingsbildung bedingt zu sein scheint. Sie ist augenscheinlich auf Druckwirkungen zurückzuführen. Dass derartige Zwillingsbildungen Druckphänomene sein können, wies Mügge[1]) experimentell nach.

Bisweilen sind kleinere Hornblendepartieen mit dem Diopsid vergesellschaftet. Das Mineral ist stets strahlig ohne terminale Endigungen. In der vertikalen Zone sind auch nur Prismen entwickelt, was aus den rhombischen Querschnitten erhellt. Die Farbe ist blassgrün mit sehr schwachem Pleochroismus. Mitunter beobachtet man auch kleinere Nädelchen, die aus dem Diopsid herauswachsen. Es wird dann sehr schwierig, beide Mineralien voneinander zu unterscheiden. Am ehesten gelingt dies immerhin durch Beobachtung der Auslöschungsschiefe.

Der Quarz liegt in xenomorphen Partieen zwischen dem Diopsid und ist vollständig einschlussfrei.

Der Epidot durchschwärmt in feinkörnigen Flecken und Zonen das ganze Gestein. Da er vielfach auch in kleineren Putzen in dem Feldspat auftritt, scheint es mir sehr wahrscheinlich zu sein, dass er zum grössten Teil aus dem Feldspat hervorgegangen ist. Vielfach sind aber auch die Diopside von einem feinen Epidotsaum umgeben, sodass auch dieser wohl zur Epidotbildung gedient haben mag.

Die den übrigen Mineralien sehr ähnliche Ausbildungsweise des Kalkspats erweckt den Anschein, als ob er primärer Entstehung sei; trotzdem muss man wohl annehmen, dass er sich erst später entwickelt hat;[2]) denn

1) O. Mügge: Über künstliche Zwillingsbildung durch Druck im Antimon, Wismuth und Diopsid. N. J. f. Min. 1886 I. S. 185.

2) Vgl. F. Zirkel: Lehrbuch der Petrographie. I. Bd. Leipzig 1893, II. Aufl. S. 434. „In Eruptivgesteinen tritt er (nämlich

wäre er primär, so wäre wohl nicht zu erklären, warum es nicht zur Bildung weiterer Kalksilikate gekommen ist, da doch überschüssige Kieselsäure in Form von Quarz ausgeschieden wurde. Da ferner bei der Bildung des kristallinischen Schiefers hoher Druck und hohe Temperatur geherrscht haben muss, so scheint es allein schon deswegen ausgeschlossen, dass der Kalkspat gleichzeitig mit den übrigen Gemengteilen zur Ausscheidung gelangt wäre. Die Beobachtung, dass vielfach kleinere Pyroxenkörner sich als Einschlüsse im Calcit befinden, erschwert die nähere Deutung seiner Genesis sehr. Eine Spaltbarkeit nach $(10\bar{1}1)$ ist sehr selten wahrzunehmen, während eine vielfache Verzwilligung nach $(01\bar{1}2)$ eine sehr häufige Erscheinung ist. Stelzner[1]) hat zuerst darauf hingewiesen, dass derartige Zwillingsbildungen auf Druckphänomene zurückzuführen seien. Bestätigt wurde diese Ansicht durch Versuche von F. C. Adams und Th. Nicolson[2]) sowie durch F. Rinne.[3]) Bisweilen ist auch im Calcit eine Andeutung von undulöser Auslöschung wahrzunehmen. Ich möchte die Zwillingsbildungen und anomalen Brechungserscheinungen im Calcit auf Deformationen beim Schleifen zurückführen.

Die Titanite weisen einen schon deutlich wahrnehmbaren Pleochroismus mit schwach rötlichen Tönen

---

der Kalkspat) hin und wieder z. B. in Kersantiten, Minetten, Graniten als Körner auf, welche nach ihrem Vorkommen anscheinend nicht von den übrigen primären Gemengteilen getrennt werden können, aber doch wohl erst später entstanden sind."

1) Stelzner: Petrographische Bemerkungen über Gesteine des Altai in B. von Cotta. Der Altai Leipzig 1871.

2) F. C. Adams u. Th. Nicolson: An experimental investigation into the flow of marble Philos. transact. roy. soc. London 1901, Ser. A. 195.

3) F. Rinne: Beitrag zur Kenntnis der Umformung von Kalkspat und Marmor unter einseitigem Druck. N. J. f. Min. etc. 1903 I, 160.

auf. Im übrigen sind sie sehr ähnlich ausgebildet, wie auch in den Amphiboliten.

Der Magnetkies ist in grösseren und kleineren Partieen durch das ganze Gestein verteilt.

2. Granataugitfels.

In dieser Varietät findet sich neben den Gemengteilen, die auch im Augitfels vorhanden sind, wie schon der Name sagt, noch Granat.

Der Granat gehört augenscheinlich in die Reihe der Grossulare. Seine Farbe ist hellgelb mit Stich ins Grüne; bisweilen beobachtet man auch ein kräftigeres Gelb mit rötlichen Tönen. Auffallend ist die Wahrnehmung, dass an ein und demselben Kristall die einzelnen Farben ineinander übergehen und zwar kann man beobachten, dass sowohl ein intensiv gelber Kern randlich hellere grüne Farben aufweist als auch das umgekehrte. Bisweilen wird dadurch eine Art von zonarem Bau hervorgebracht. Das Mineral ist fast stets in unregelmässig begrenzten Körnern ausgebildet. Nur ganz ausnahmsweise kommt bei ihm das Bestreben zur Geltung, eigene Kristallformen zu entwickeln. Hier und da findet man dann rhombische und hexagonale Querschnitte, die auf ein Rhombendodekaeder schliessen lassen. Vielfach schliesst es Quarz und Pyroxene in sich ein und zwar so, dass in den zentralen Partieen eine Häufung derartiger Einschlüsse stattgefunden hat. Auch Glaspartieen finden sich hin und wieder in der Art von negativen Kristallen, zum grössten Teil aber in runden, eiförmigen Gebilden. Auf Sprüngen des Granats hat häufig eine Infiltration von Eisenlösungen stattgefunden, die zur Bildung feiner Härnatithäute führte. Offenbar rührt diese Erscheinung von zersetzten Erzmassen her, da man gerade an magnetkiesreichen Stellen beobachten kann, dass eine reichliche Hämatitbildung von ihnen ausgegangen ist.

Dieselbe Erscheinung finden wir auch auf den Spaltrissen des Diopsids, welcher in seiner Ausbildungs-

weise grosse Aehnlichkeit mit dem des Augitfelses hat. Im allgemeinen ist auch hier die Tendenz, Kristallflächen zur Geltung zu bringen, eine sehr geringe. Selbst in Basisschnitten sind die sonst für die Augite so charakteristischen achteckigen Formen mit (110), (010) und (100) oder annähernd quadratische, die auf alleinige Entwicklung der Prismen, bezw. der vertikalen Pinakoide schliessen lassen, nicht vorhanden. Pleochroismus ist kaum wahrzunehmen. Die Spaltbarkeit nach den Prismen ist in kleineren Körnern fast nie deutlich, während sie in grösseren Individuen dagegen gut zur Geltung kommt.

Der Kalkspat zeigt die gleiche Ausbildung wie in dem Augitfels. Es sei daher hier auf das dortgesagte hingewiesen.

Die Titanite, die man hier durchgehends als unregelmässig begrenzte Körner vorfindet, weisen einen noch bedeutend stärkeren Pleochroismus auf als die in dem Augitfels: a. fast farblos, b. hellrot (morgenrot), c. bräunlichrot. Sie finden sich in erster Linie mit Granat und Pyroxen vergesellschaftet.

3. Zoisitaugitfels.

Im Gegensatz zu den andern beiden Kalksilikathornfelsen ist dies Gestein deutlich schiefrig. An seiner Zusammensetzung beteiligen sich ausser Zoisit und Augit: Epidot, Titanit, Hornblende und Erze. Die Schiefrigkeit wird dadurch hervorgerufen, dass sich die einzelnen Mineralien zu Zonen aggregieren und zwar sind vielfach schmale Zoisit- und Titanitbänder — mit den letzteren sind stets Erze vergesellschaftet — breiten Lagen, die vornehmlich aus Pyroxen bestehen, eingeschaltet. Letztere sind jedenfalls aus einer Zone von reinem Amphibolit hervorgegangen; denn man findet stets Relikte von Hornblenden in den Augiten; sie sind dann meistens ähnlich ausgebildet wie in den Amphiboliten, nämlich mit olivgrünem, eisenreichem Kern und blassgrüner, eisenarmer Randpartie.

Der Diopsid ist gewöhnlich nur in grösseren Individuen ausgebildet, die sich infolge ihrer höheren Licht- und Doppelbrechung und ihrer weniger gut entwickelten Spaltbarkeit scharf von der Hornblende abheben. Im konvergenten Licht kann man die starke Dispersion der nahezu senkrecht auf (001) austretenden optischen Achse deutlich wahrnehmen. Die Eigenfarbe kommt im Schliff fast gar nicht zur Geltung. Nur ganz schwach hellgrüne Töne sind zu beobachten, da meist eine ziemlich trübe Beschaffenheit eingetreten ist, als eine Folge der beginnenden Umbildung in Chloritschüppchen. Letztere imprägnieren den Diopsid fein verteilt in dünnen Flitterchen. Nimmt er in erster Linie in dieser Form an der Gesteinszusammensetzung teil, so finden wir ihn andererseits aber auch kokkolithartig ausgebildet und zwar zieht er in langen Reihen oder kreuz und quer in dieser Entwicklung durch alle Mineralien.

Der Epidot ist jedenfalls als Umwandlungsprodukt des Feldspats aufzufassen; denn er findet sich in derselben feinkörnigen Ausbildungsweise wie in anderen Gesteinen, in welchen noch Relikte von Plagioklasen vorhanden sind. Hier ist die Umwandlung sehr weit vorgeschritten; denn solche Reste sind nicht mehr zu entdecken.

Der Zoisit befindet sich in bedeutend frischerem Zustande als der Augit. Hat man erst einmal durch genauere Beobachtungen das Auge daran gewöhnt, was als Zoisit und was als Augit anzusprechen ist, so kann man im allgemeinen mit dem Polarisator allein an der mehr oder weniger guten Durchsichtigkeit des Minerals entscheiden, ob man es mit ersterem oder letzterem zu tun hat. Nur ganz untergeordnet ist der Zoisit mit dem Diopsid in den breiten Zonen vergesellschaftet; in erster Linie tritt er in dünnen, selbständigen Lagen auf. Nur kleine kokkolithartige Diopside, Titanite und Erzkörner birgt er dann in sich. Bisweilen kann man auch die für ihn so charakteristische Absonderung nach (001)

wahrnehmen, die besonders deutlich hervortritt, wenn Eisenlösungen auf diesen Sprüngen eingedrungen sind und feine Eisenoxydhäute hier zum Absatz gebracht haben. Das Mineral weist fast stets die lavendelblauen anomalen Polarisationsfarben auf, die bei gekreuzten Nicols die Zoisitbänder besonders schön von den übrigen Partieen sich abheben lassen.

Eine sehr eigentümliche Erscheinung ist die Konzentration des Titangehaltes in Form von Titanitlagen. Da mit ihnen stets ein grosser Reichtum von Titaneisen verknüpft ist, so ist auch hier wohl die Annahme begründet, dass der Titanit sekundär aus dem Titaneisen entstanden ist, zumal da des letzteren Individuen sehr zerfressen und zerbröckelt erscheinen.

Apatit findet sich nur ganz vereinzelt in kleinen gedrungenen Säulen.

Im Zoisitaugitfels befinden sich bisweilen weisse Lagen bis zu einer Breite von 3 mm, die sich scharf von dem übrigen Gestein abheben und die man wohl beim blossen Anblick im Handstück geneigt ist für granitische Injektionen zu halten. Wenn man sich jedoch im Steinbruch derartige Partieen näher ansieht, so erkennt man, dass sie nur Zonen im Zoisitaugitfels darstellen und in keinem Zusammenhang mit granitischen Apophysen stehen. Im Dünnschliff nimmt man wahr, dass sie ähnliche Zusammensetzung haben wie die schon oben erwähnten Lagen von Zoisit, nur dass die Dimensionen des Minerals hier bedeutend grösser sind und die Aggregation eine etwas verschiedenartige ist. Einerseits liegen zahllose Zoisitprismen in einem feinkörnigen Epidotaggregat. Ab und zu haben sie sich in grösseren Partien parallel gestellt und eine Absonderung nach (001) gelangt gut zum Ausdruck. Andererseits stellt die Gesteinsmasse ein regelmässiges Zoisitaggregat, dem vereinzelte Titanite und Epidote beigesellt sind. Die Titanite zeigen die für die kristallinen Schiefer charakteristischen spindelförmigen Kristalle, in denen (110) und ($\bar{1}23$)

entwickelt sind. Auch Spaltrisse, die einer Spaltbarkeit nach dem Prisma entsprechen, sind hin und wieder zu beobachten. Auch strahlsteinartige Hornblende ist bisweilen vertreten. Meistens macht sich bei ihren Individuen eine Umwandlung in Epidot längs der Spaltrisse bemerkbar.

Die Amphibolite setzen nicht scharf von den Kalksilikathornfelsen ab, sondern sie gehen allmählich in diese über. Aeusserlich gibt sich dies dadurch kund, dass die Farbe immer heller und heller wird. Mikroskopisch findet man, dass die für die Kalksilikathornfelse charakteristischen Mineralien sich allmählich einstellen, bis sie schliesslich die des Amphibolits vollständig ersetzt haben. Als ein hierher zu stellendes Mittelglied möge im folgenden ein Zoisitamphibolit behandelt werden.

C. Zoisitamphibolit.

Die Hauptgemengteile dieses Gesteins sind Hornblende, sowohl olivgrüne, wie blassgrüne, Quarz und Plagioklas. Die Mittelstellung scheint mir dadurch begründet, dass der Plagioklas durch den anfänglich nur akzessorisch auftretenden Zoisit derartig verdrängt und ersetzt wird, dass das Gestein etwa als Zoisitamphibolit bezeichnet werden muss. Neben dem Zoisit tritt auch Epidot als Vertreter des Plagioklases auf. Als Akzessorien finden sich Titaneisen, Titanit und Magnetkies.

Die Struktur könnte man wohl ganz treffend mit „ophitoblastisch“ bezeichnen. Wie bei den Eruptivgesteinen die ophitische Struktur durch Kreuz- und Querstellung der Plagioklase bedingt ist, wird diese Strukturform bei dem kristallinen Schiefer dadurch hervorgebracht, dass hier die Zoisite dieselbe Rolle spielen wie dort die Plagioklase.

Die Textur des Gesteins ist eine mässig schiefrige.

Nach dem Amphibolit hin ist die olivgrüne Hornblende der bei weitem vorwiegende Amphibol. Je mehr man sich aber dem Kalksilikathornfels nähert, um so reichlicher ist aus ihr die blassgrüne, schilfige Hornblende hervorgegangen. Auch hier treten in erster Linie die Prismenflächen als Kristallflächen auf; doch kann man hin und wieder auch das Klinopinakoid beobachten. Zonare Struktur und fleckenhafte Verteilung des Eisengehalts findet sich hier ebenfalls; doch sind bei derartigen fleckigen Hornblenden die olivgrünen Farbentöne die zurücktretenden. Zwillingsbildungen treten hier sehr selten auf. Die aktinolithartige Hornblende ist in dem noch nicht sehr zoisitreichen Teil in kleineren, oben schon näher beschriebenen spiess- und messerähnlichen Gebilden aus der olivgrünen Hornblende herausgewachsen, während in dem typischen Zoisitamphibolit meistens eine gänzliche Umwandlung in die schilfige Hornblende stattgefunden hat und infolgedessen auch die Hornblenden zu grösseren Kristallen ausgewachsen sind. Ihre Kristallumgrenzung ist eine viel weniger gute als die der olivgrünen; besonders an den terminalen Endigungen bietet sie dem Beschauer einen weit mehr zerhackten Anblick dar als die letztere. Auch die poikilitische Struktur, die durch eingelagerte Quarzkörner hervorgebracht wird, findet sich bei ihr.

Der Plagioklas tritt, wie schon oben hervorgehoben wurde, sehr zurück. Selbst in den Teilen, in denen die Hornblende noch sehr vorherrscht, ist der Plagioklas schon teilweise in Epidot umgewandelt. Ist diese Umwandlung noch in ihrem Anfangsstadium begriffen, so zeigt der Feldspat nur eine trübe Beschaffenheit und die Epidotkörner geben sich erst bei gekreuzten Nicols durch ihre hohen Polarisationsfarben zu erkennen. Ist aber diese weiter vorgeschritten, so verschwindet der Plagioklas völlig und wir haben statt seiner bald feinkörnige Epidotpartieen mit weniger zahlreichen, langprismatischen Zoisitsäulchen, bald Partieen, in denen Zoi-

sit das vorherrschende Mineral ist und in denen der sowohl in feinerem Korn als auch in grösseren Individuen ausgebildete Epidot zurücktritt.

Der Quarz zeigt dieselbe Beschaffenheit wie in den zoisitfreien Gliedern der Amphibolite. Er ist im allgemeinen einschlussfrei und birgt nur staubförmige Substanzen nicht näher definierbarer Natur in sich.

Der Zoisit zeigt mannigfaltige Ausbildungsweisen. Einerseits kommen langgestreckte Säulen, andererseits aber auch kurze, gedrungene Prismen vor. Er ist ferner charakterisiert durch seine flachgebogenen Sprünge, die einer Absonderung ungefähr nach (001) entsprechen und durch seine auffallenden lavendelblauen Polarisationsfarben in Schnitten nach (100). Die langprismatischen Zoisitindividuen aggregieren sich bald zu dreien und vieren zu kleineren Rosetten, bald liegen sie kreuz und quer im Gestein. Eine dritte Form der Struktur ist die, dass sich mehrere dünne Säulchen nebeneinander legen, was den Anschein erweckt, als ob man es mit einem Zoisitindividuum von klinopinakoidaler Spaltbarkeit zu tun hätte. Zu dieser Annahme ist man indessen nicht berechtigt, da einerseits diese klinopinakoidale Spaltbarkeit bei den grösseren Kristallen eine sehr unvollkommene ist, andererseits sich Spaltrisse kaum so schnurgrade von einem Ende des Kristalls zum andern ziehen würden.

Der Epidot tritt ebenso wie der Zoisit in mehrfacher Ausbildung auf. Zunächst erscheint er, wie schon oben erwähnt, als trübender Staub in dem Plagioklas als dessen Umwandlungsprodukt. Bei weitergehender Zersetzung wird das ganze Plagioklasindividuum durch ein feinkörniges Epidotaggregat ersetzt. Bisweilen ist er auch in grösseren, wenn auch kristallographisch minder gut begrenzten Kristallen, die schwachen Pleochroismus aufweisen, ausgebildet. Ferner sind Epidotkörner vorhanden, deren bräunliche Farbe auf einen ansehnlichen Eisen-

gehalt hindeutet; dann ist bei diesen auch ein lebhafterer Pleochroismus zu beobachten.

Der Ilmenit tritt sehr zurück, da seine Umwandlung in Titanit hier sehr weit vorgeschritten ist. Vereinzelt findet man hier Titanitkörner, in denen noch ein Rest von Titaneisen vorhanden ist. Die konzentrisch radiale Ausbildungsweise, wie sie beim Plagioklasamphibolit näher beschrieben ist, kann man auch hier bei diesem Mineral gelegentlich beobachten.

Magnetkies ist hier in grösseren Mengen als im Plagioklasamphibolit vorhanden.

Pyroxen fehlt dem Gestein vollständig.

III. Injektionen und endogene Kontakterscheinungen.

a) Endogene Kontakterscheinungen in dem anstossenden Granit.

Nach dem Amphibolschiefer zu stellt sich vielfach eine aplitartige Granitzone ein, wie dies auch schon an anderen Orten beobachtet wurde. So berichtet Klemm[1]) in einer Arbeit über granitische Injektionen von einem Amphibolit am Prinzenberg in der Nähe von Darmstadt, dass der Granit gegen ihn eine helle an Hornblende und Erzkörnern arme bis 5 mm breite Randzone besitzt. Löwl[2]) hat sie in weit grösserer Ausbildung am Gross-Venediger beobachtet; dort nimmt sie eine Breite von 4—500 m an. Hier besteht sie aus Quarz und Feldspat in innigem, feinkörnigem Gemenge. Darin finden sich vereinzelte, grössere bis zu 6 mm im Durchmesser anwachsende Biotitindividuen. Sie stellen sich nicht pa-

1) G. Klemm: Über einige typische Fälle von granitischen Injektionen in Schiefergesteinen. Notizblatt d. Ver. f. Erdkunde u. der geol. Landesanstalt zu Darmstadt. 4. Heft, 25. 10—21 1904.

2) F. Löwl: Der Gross-Venediger. Jahrbuch der geol. Reichsanstalt 44, 515—532. 1894.

rallel der Flaserungsrichtung des Granits, sondern liegen wirr und regellos im Quarz-Feldspataggregat verstreut. An manchen Stellen fehlen sie jedoch auch ganz, sodass zwischen Granit und Amphibolit ein Gestein sich einstellt, das nur aus Quarz und Feldspat besteht. Doch ist diese Differentiationserscheinung nicht immer vorhanden, sondern es stösst der Granit auch manchmal in seiner normalen Ausbildungsweise unmittelbar an den Schiefer. Eine andere Art der endogenen Kontaktwirkung ist die, dass ein allmähliches Abnehmen des Glimmergehalts stattfindet, ohne dass dies Mineral vollständig aus dem Granit verschwände. Kurz bevor er den Amphibolschiefer berührt, stellen sich dann kleinere, glimmerreiche Partieen ein, die nach der mikroskopischen Struktur auf resorbiertes Schiefermaterial zurückzuführen sind. Das mikroskopische Bild dieser Modifikationen bietet im wesentlichen nichts neues. Quarz und Feldspat sind ebenso ausgebildet wie im normalen Granit. Der in grösseren Blättchen auftretende Glimmer ist meistens einer beginnenden Umwandlung in Chlorit und Titanit anheimgefallen.

Eine Analyse dieser sauren Randfacies lieferte folgende Werte:

SiO_2	74.23
Al_2O_3	15.83
CaO	3.18
K_2O	1.96
Na_2O	4.75
	100.45

Ebenso wie in dem Granit gibt sich auch hier in dem hohen Natrongehalt das Ueberwiegen des Plagioklases über den Orthoklas kund. Schon vermittels der Auslöschungsschiefe wurde der Plagioklas als Oligoklas bestimmt. Dies findet in der Analyse seine Bestätigung. Das Verhältnis von CaO zu Na_2O (3.18 : 4.75) würde wohl innerhalb der Grenzen des Oligoklases liegen.

b) Injektionen.

Die von der glimmerfreien resp. glimmerarmen Randzone ausgehenden Adern sind stets frei von primärem Glimmer. Ist der tangierende Granit jedoch noch glimmerhaltig, so ist es die Ader auch. Mit der Verjüngung der Ader steht zugleich auch ein Abnehmen des Glimmergehalts in Verbindung, sodass der Glimmer schliesslich vollständig verschwinden kann. Die aplitischen Gänge haben sich parallel, schräg oder auch senkrecht zur Schieferung ihren Weg in dem Amphibolit gesucht. Sind sie nach der Schieferung eingedrungen, so erstrecken sie sich weit in das Gestein hinein; denn der Widerstand, den das Gestein dem Granit entgegenbrachte, war natürlich in dieser Richtung ein weit geringerer, als in einer anderen. So besitzt z. B. eine Ader, die unter einem Winkel von 45° zur Schieferung mit einer Breite von 1 cm in das Gestein hineingepresst wurde, nach einer Erstreckung von 10 cm nur noch eine Breite von 2 mm. Schräg oder senkrecht zur Schieferung eingedrungene Adern suchten dem in diesem Falle grösseren Widerstande augenscheinlich dadurch auszuweichen, dass sie plötzlich in die Schieferungsrichtung einbogen und in dieser nun mehr oder weniger weit in das Gestein eindrangen. Dabei erkennt man deutlich das Bestreben, wo immer es anging, seitlich Injektionen in Richtung der Schieferung zu entsenden, die sich bisweilen linsenartig erweitern, um dann plötzlich ihr Ende zu finden. Hat eine sehr feine Durchtrümerung des Gesteins stattgefunden, so ist es zur Bildung von Mischgesteinen gekommen, die in einem späteren Teil der Arbeit für sich behandelt werden sollen. Die Grenze der Adern ist meistens eine ziemlich scharfe, aber keine gerade Linie, sondern vielfach ragen kleinere Lappen von dem Amphibolit in den Granit hinein. Dies kann man vor allem da beobachten, wo die Injektion parallel zur Schiefe-

rung stattgefunden hat. Bei der Aufnahme von Schiefermaterial durch den Granit ist keine Gesetzmässigkeit wahrzunehmen. Es können sich Adern, ohne auch nur die geringsten Mengen von Schiefer resorbiert zu haben, weit in das Gestein hinein erstrecken, ohne Unterschied ob die Durchtrümmerung parallel oder senkrecht zur Schieferung stattgefunden hat, während andererseits wieder Resorptionsphänomene in den verschiedensten Stadien auftreten. Das erste Anzeichen von solchen sind kleinere oder grössere Erzpartikelchen und Hornblenden, die man im Gestein auftauchen sieht. Es ist nicht zu bezweifeln, dass diese Mineralien ursprünglich Bestandteile des Amphibolits gewesen sind, die der Granit sich später angeeignet hat.[1]) Aus der Verteilung des resorbierten Materials in den granitischen Apophysen kann man Schlüsse ziehen über die mehr oder weniger geringe Beweglichkeit des granitischen Magmas. Einerseits hat letzteres augenscheinlich, ehe es vollständig erkaltete, in den Spalten, die es sich geschaffen hat, längere Zeit stagniert und dann von dem unmittelbar berührenden Schiefer so viel in sich resorbiert, dass unter Umständen die Färbung der Adern wesentlich alteriert d. h. dunkler wurde. In anderen Fällen hat sich das Granitmagma weiterbewegt und beispielsweise Fragmente und Bestandteile des hellen Plagioklasamphibolits in das Gebiet des dunklen reinen Amphibolits verschleppt. Auch kann man vielfach dahin einen Unterschied wahrnehmen, dass zentrale Partieen wenig oder gar kein resorbiertes Material aufweisen, während nach dem Amphibolschiefer zu Glimmer oder Hornblenden sich einstellen, die doch sicher von der Aufnahme basischen Schiefermaterials herrühren.

1) Vgl. C. Chelius: Granitinjektionen im Diorit von Seidenbuch bei Knoden im Odenwald. Notizblatt des Vereins für Erdkunde und grossherz. geol. Landesanstalt zu Darmstadt IV. Folge 18, 22—23 1897. „Der Hornblendegehalt der Granitadern wird dort auf Resorption von Dioritsubstanz zurüchgeführt."

Bei der mikroskopischen Untersuchung findet man, dass die durch den Granit losgerissenen Amphibolitpartieen durch den Granit energisch beeinflusst sind. Die Siebstruktur und skelettartige Beschaffenheit der Hornblende, sowie die neogene Bildung von Glimmer verleihen diesen Partieen einen charakteristischen, kontaktmetamorphen Habitus. Sie ähneln sehr der Kontaktzone im Amphibolit, die späterhin bei den exogenen Kontakterscheinungen behandelt werden soll. Es sei daher auf das dort Gesagte verwiesen. Ferner kann man bei den allmählich sich verjüngenden Adern beobachten, dass die Kontaktstruktur der resorbierten Partieen um so mehr abnimmt, je mehr man sich ihrem Ende nähert. So konnte ich eine Injektion beobachten, die sich gegen ihr Ende hin mehrfach teilt, dabei aber nur noch die Kraft besessen zu haben scheint, in der Schieferungsrichtung ein wenig in den Amphibolit einzudringen, ohne auch nur im geringsten die zwischen ihr liegenden Schieferpartieen metamorphisch zu beeinflussen. Man sieht nur an der reichlichen Beteiligung des Quarzes, Plagioklases und Orthoklases, dass man es mit einem sehr heterogenen Gebilde zu tun hat, zumal auch der Plagioklas nicht wie im normalen Plagioklasamphibolit ein Albit ist, sondern in erster Linie Oligoklas, also von granitischem Magma importiert ist.

Ferner bot das Bild einer Injektion in einem reinen Amphibolit bei der mikroskopischen Untersuchung manch Interessantes. Da eine weitgehende sekundäre Umbildung der beteiligten Mineralien stattgefunden hat, erscheint es zunächst etwas unklar. Die Injektion besteht vornehmlich aus einem innigen wirren Aggregat von Epidot und Chloritmassen. Ersterer ist zweifellos aus dem Feldspat hervorgegangen, da man bisweilen noch deutlich Zwillingslamellen wahrnimmt, die bei gekreuzten Nicols durch das feinkörnige Epidotaggregat hindurchschimmern. Der Chlorit ist wohl in erster Linie als Umwandlungsprodukt der Hornblende aufzufassen,

die das granitische Magma in sich aufgenommen hat. In geringen Mengen finden sich auch Calcitpartieen, für die man wohl dieselbe Genesis wie für den Chlorit annehmen muss. Hat nämlich der Granit grössere Hornblendepartieen losgerissen, so ist die Umwandlung nicht so weit fortgeschritten. Man beobachtet dann nur eine teilweise Zersetzung in diese beiden Mineralien. In geringem Masse ist indessen wohl auch die Hornblende an der Bildung des Epidots beteiligt. Resorbierte Erzkörner sind von dem Granit gleichsam in einen Kristallbrei verwandelt.

Wenden wir uns nun noch einer Ader zu, die in einen Zoisitaugitfels eingedrungen ist. Als primäre Gemengteile treten auch hier nur Quarz und Feldspat auf; Glimmer fehlt vollständig. Der Quarz besitzt ungemein zerlappte Beschaffenheit, wofür wohl in erster Linie der Grund darin zu suchen ist, dass er zwischen aufgebröckelten Schieferpartieen zum Auskristallisieren gelangt ist. Die mangelhafte Form wird infolgedessen vornehmlich durch die unregelmässigen Umrisse der Schieferbrocken bedingt. Der Feldspat ist vollständig in ein feinkörniges Epidotaggregat übergegangen.

Der Granit hat hier anscheinend nur noch die Schieferpartieen loszureissen und in sich zu verteilen vermocht. Das mikroskopische Bild ist infolgedessen ein sehr eigenartiges. Zoisitaugitaggregate lassen sofort erkennen, dass sie nicht primär in der granitischen Apophyse entstanden sind, sondern erst später in diese Quarz-Epidotpartieen geraten sind. Auch nicht die geringsten kontaktmetamorphen Veränderungen sind in ihnen wahrzunehmen. Vereinzelte Augit- und Zoisitkristalle sind, wenn sie im Quarz eingebettet liegen, nicht mehr gut prismatisch, sondern in rundlichen Körnern ausgebildet. Sind sie dagegen mit Feldspat vergesellschaftet, so haben sie meistens ihre Prismenflächen bewahrt. Terminale Endigungen fehlen aber auch in diesem Falle stets. Auch fächerförmige Stellung ist bei den Zoisitaggregaten hin und wieder wahr-

zunehmen. An hervorspringenden Ecken des Schiefers kann man beobachten, dass einzelne Partieen zu langen Trümmerzonen im Quarz ausgezogen sind. Wirr gelagerte Aggregate von Chloritschüppchen, die sich allerdings ungemein selten in der Apophyse befinden, lassen eine Bestimmung des Minerals, aus dem sie hervorgegangen sind, nicht mehr zu. Man wird sie am ehesten als Umwandlungsprodukte von Hornblenden, die der Granit aus dem Plagioklasamphibolit importiert hat, auffassen können. Auch die Tatsache, dass sich am Kontakt vielfach eine Anreicherung des Titanits einstellt, ist man versucht als Kontakterscheinung zu deuten. Indessen ist der Titanit auch in den nicht injizierten Schiefern in Bändern angeordnet, und man kann diese Erscheinung hier auch wohl so auffassen, dass die Titanitlage gleichsam einer weiteren Zerbröckelung durch das granitische Magma widerstanden hat. Nur der Druck, unter dem letzteres gestanden hat und durch den auch die undulöse Auslöschung des Quarzes bedingt wurde, hat sich bisweilen noch dahin geäussert, dass er im Augit eine Absonderung nach der Basis hervorgerufen hat. Diese Risse, die nach Hintze auf Gleitflächencharakter der Basis zurückzuführen sind, durchsetzen in scharfen, geraden Sprüngen die Augitprismen und sind hier weit besser ausgebildet als die eigentlichen Spaltrisse nach dem Prisma.

IV. Exogene Kontakterscheinungen.

Die Wirkung, die der Granit auf den Schiefer ausgeübt hat, äussert sich in zweierlei Weise. Zunächst sind dies Strukturveränderungen. Ist die Wirkung eine sehr intensive gewesen wie z. B. dann, wenn Schiefer zwischen anstossendem Granit und grösserer Apophyse liegt, so ist die schiefrige Struktur verschwunden, und es ist an ihre Stelle eine richtungslos-feinkörnige getreten. An anderen Stellen nimmt man eine gefältelte (oder Zickzack-) Struktur (nach Weinschenk „helizitische“) wahr.

Es hat hier offenbar eine Umbiegung und Aufstauchung der ursprünglich planparallel gelagerten Schichten durch das andringende granitische Magma stattgefunden. Bisweilen kann man auch die Beobachtung machen, dass die Lagen, die senkrecht auf den Granit zulaufen, von diesem gleichsam eine Schleppung erfahren haben. Philipp[1]), der auch diese Struktur bei injizierten Schiefern in der Randzone beobachtet hat, nennt sie „Injektionsfältelung" und bringt die Erscheinung mit Kataklase in Verbindung. Ein weiteres Anzeichen der Kontaktmetamorphose ist die Herausbildung einer glimmerreichen Zone am Kontakt. Dieselbe Erscheinung hat auch Löwl[2]) an Hornblendegesteinen des Gross-Venediger festgestellt, die dort ebenfalls im Kontaktbereich des Granits liegen. Er sagt l. c. S. 531: „Eine auffallende Erscheinung ist das Vorkommen ganzer Lagen von verworrenem, schuppigem, oft quer zur Schieferung gestelltem Biotit." Auch in Thongesteinen des Vogtlandes wurde, wie Baumgärtel[3]) nachwies, durch Quarzinjektionen eine randliche Biotitbildung hervorgerufen.

Betrachtet man nun die mikroskopischen Präparate, so zeigt sich, dass nach dem Granit zu sich zuerst ganz vereinzelt, späterhin in grösserer Anzahl kleinere Glimmerschüppchen einstellen, wodurch man unmittelbar am Kontakt Eindruck von einem Biotitamphibolit gewinnt. Mit dieser Herausbildung des Glimmers ist zugleich auch eine Umsetzung der olivgrünen Hornblende in die blassgrüne, schilfige verknüpft und zwar kann man, wenn man sich dem Kontakt nähert, etwa folgendes beobachten.

---

1) H. Philipp: Vorläufige Mitteilungen über Resorptions- und Injektionserscheinungen im südlichen Schwarzwald. Zentralblatt f. Min. etc. 1907. 76—80, S. 78.

2) F. Löwl: Der Gross-Venediger. Jahrbuch d. geol. Reichsanstalt 44, 515—532, 1894.

3) B. Baumgärtel: Über Quarzinjektionen in der Umgebung der vogtländisch-westerzgebirgischen Granitmassive. Zentralblatt f. Min. etc. 1907, S. 716—719, S. 717.

Aehnlich wie bei den Uebergangstypen von Amphibolit zu Kalksilikathornfels sieht man auch hier die schilfige Hornblende aus der olivgrünen spiessig und palisadenartig herauswachsen. Ausserdem beobachtet man kleine Glimmerputzen auf der schilfigen Hornblende. Direkt am Kontakt verschwindet die olivgrüne Hornblende vollständig, sie ist eben in ihrer Gesamtheit in schilfige Hornblende und Biotit umgewandelt. Den Vorgang, der sich beim Entstehen der Kontaktzone abgespielt hat, kann man sich wohl auf folgende Weise erklären. Das granitische Magma brachte gewisse Alkali- und Thonerdemengen mit, die im Verein mit dem Magnesium, Eisen und der Thonerde der olivgrünen Hornblende zur Entwicklung des biotitartigen Glimmers führten, während andererseits der basische Rest zu der hellen, aktinolithartigen Hornblende Verwendung fand. Die innige Verwachsung dieser beiden neugebildeten Mineralien sowohl miteinander als auch mit der olivgrünen Hornblende, sowie die Beobachtung, dass je näher man an den Granit herankommt, desto mehr der Glimmergehalt zunimmt, machen diese Erklärung sehr wahrscheinlich.

Einen weiteren Stützpunkt dafür, dass die randliche Biotitamphibolitzone wirklich das Einwirkungsprodukt von Granit auf biotitfreien Plagioklasamphibolit ist, glaube ich darin sehen zu dürfen, dass sie sich sowohl einstellt, wenn der normale Granit an den Amphibolit stösst, als auch dann, wenn am Kontakt infolge Differenzierung eine Quarz-Feldspatzone entstanden ist. Die Annahme, dass der Glimmer durch den Granit importiert wäre, dürfte sonach ausgeschlossen sein. Dass die Kontaktwirkung am Ende der Adern eine weit geringere ist als am Anfang, liegt ohne weiteres nahe. Eine Ader, die sich schliesslich noch durch einen reinen Amphibolit hindurchzieht, hat diesen kaum merklich verändert. Nur die primäre, olivgrüne Hornblende ist bisweilen in die schilfige, blassgrüne übergegangen. Zugleich kann man die Beobachtung machen, dass kokkolithartige Diopside

in der Hornblende fein verteilt sind und dass direkt am Kontakt eine Anreicherung des Titanits stattgefunden hat, der aber nicht wie in den Zoisitaugitfelsen in Form feinkörniger Bänder sich eingestellt hat, sondern in grösseren Individuen ausgebildet ist.

V. Mischgesteine.

Unter der Bezeichnung „Mischgesteine" verstehe ich solche, die aus einem Schiefer durch vielfache Durchtrümerung mit granitischem Magma entstanden sind, mag diese nun darin bestehen, dass nur eine Verteilung der Schieferpartieen in dem Granit stattgefunden hat oder darin, dass der Schiefer wirklich teilweise aufgelöst wurde und dann aus diesem veränderten granitischen Magma ein neuer Gesteinstypus resultierte. Im folgenden sollen nun einige derartige heterogene Gesteinsvarietäten behandelt werden.

a) Titanitreicher Epidotamphibolit.

Schon makroskopisch ist ersichtlich, dass diese eigenartige Gesteinsvarietät aus einem Plagioklasamphibolit durch reichliche Zufuhr granitischen Magmas entstanden ist. Es beteiligen sich vornehmlich blassgrüne Hornblende und epidotisierter Feldspat an der Zusammensetzung des Gesteins. Eine untergeordnete Rolle spielen Orthit, Magnetkies, Titaneisen und Titanit. Die basische, olivgrüne Hornblende ist völlig aus dem Gestein verschwunden. Aus ihr ist die blassgrüne, saurere Hornblende hervorgegangen. Der Ueberschuss an Basen hat im Verein mit der Kieselsäure des granitischen Magmas wohl ebenfalls zur Ausbildung dieser blassgrünen Hornblende geführt. Daher rührt einerseits das völlige Fehlen des Quarzes, andererseits die reichliche Beteiligung der Hornblende her. Mit der Umkristallisation der Hornblende dürfte die tropfenartige Bildung von Titanit Hand in Hand gegangen sein, welche wohl jedenfalls auch auf eine Wirkung des Granits zurückzuführen ist, indem

die Titansäure, die in der Hornblende die Kieselsäure vertritt, in Form des Calciumtitanosilikats zur Ausscheidung gelangte. Sehr auffällig ist hier die gitterförmige Verwachsung mehrerer Hornblendeindividuen, die Winkel von ca. 120° miteinander bilden, sodass derartige Partieen sehr viel Aehnlichkeit mit dem Basisschnitt einer einzigen Hornblende haben. Die schon oben erwähnten, tropfenförmigen Titanite sind bisweilen von pleochroitischen Höfen umgeben. In einer kurzen sachlichen Zusammenfassung der Mineralien, die sie hervorbringen und in denen sie hervorgebracht werden, führt Mennel[1]) als wichtiges Argument dafür, dass sie von der Einwirkung von Radium herrühren, an, dass der Abstand vom Mineral stets der gleiche ist. Dies wurde auch hier beobachtet. Titanit gehört zu jenen Mineralien, bei denen verhältnismässig selten solche Höfe vorhanden sind. Joly[2]) beansprucht für die Höfe um den Titanit Verunreinigungen, die aus seltenen Elementen bestehen. Dass solche hier in dem Gestein vermutet werden dürfen, ergibt sich schon daraus, dass Orthit hin und wieder zur Beobachtung kam, der bisweilen bekanntlich geringe Beimengungen von Thorium und Uran aufweist. Ob sie nun wirklich von Radiumemanation herrühren, oder vielmehr auf Spannungserscheinungen zurückzuführen sind, will ich dahingestellt sein lassen. Dass auch letztere bei diesem Vorkommen zur Erklärung derartiger Erscheinungen herangezogen werden könnten, braucht wohl nicht erst hervorgehoben zu werden. Der Titanit tritt ausser in dieser Ausbildungsweise auch noch in gut ausgebildeten bis 1,5 mm Grösse erreichenden Kristallen auf. Besonders charakteristisch sind die rhombischen Querschnitte, die auf das Vorhandensein von (110) und ($\bar{1}23$) hindeuten. Schliesslich finden wir ihn als sekundäres Umwandlungsprodukt des Ilmenits, der in den wenigen Körnern, die

1) F. P. Mennel: Pleochroitic Halos. The Geological Magazin New Series Decade V. Vol. VII 1910. Original Articles IV. S. 15—19.

2) Wie Mennel in der unter 1) zitierten Arbeit berichtet.

vorhanden sind, fast stets eine Titanitrinde aufweist. Der Feldspat ist fast vollständig in ein Epidotaggregat umgewandelt und lässt infolgedessen eine Bestimmung nicht mehr zu. Der Epidot tritt ausserdem noch in grösseren und kleineren Körnern auf, die bisweilen sehr intensive gelbe Eigenfarbe zeigen. Besonders mit der Hornblende vergesellschaftet findet sich der Cerepidot, der Orthit, in dem Gestein. Sein sehr charakteristischer Pleochroismus mit den schmutzig gelbbraunen Farbentönen lässt keinen Zweifel bei seiner Bestimmung aufkommen. Erze sind in sehr geringer Menge vorhanden, was insofern auffällt, als sie sich doch in den gewöhnlichen Plagioklasamphiboliten in ziemlich reichlichem Masse finden. Die Erklärung für diese Erscheinung glaube ich in der Annahme zu finden, dass die Erze im Verein mit der Kieselsäure, der Thonerde und dem Kalkgehalt des granitischen Magmas zur Bildung der Hornblende Verwendung fanden. Für diese Ansicht spräche auch das Vorhandensein nur grösserer Erzkörner, die vom Granit nicht vollständig aufgelöst wurden.

Ein anderer Gesteinstypus, der ebenfalls seine Entstehung wohl einer reichlichen Durchtränkung eines Amphibolits mit granitischem Magma verdankt, bietet nicht minder grosses Interesse. Bei manchen Handstücken sieht man, dass dunklere Lagen sich scharf ohne Uebergänge von helleren abheben. Auch im mikroskopischen Bilde bestätigt sich, dass hier zwei ganz verschiedene Massen vorliegen, einerseits ein Plagioklasamphibolit, andererseits ein Mineralaggregat, welches mir durch die Bezeichnung

b) Vesuvianführender Epidotamphibolit

prägnant charakterisiert erscheint. Während sonst im allgemeinen Uebergänge stattfinden, ist dies hier nicht der Fall. Die vielfach auftretende Erscheinung, dass sich mehr und mehr die „schilfige“ Hornblende aus der olivgrünen herausbildet, fehlt hier auffallender Weise voll-

ständig. Ist die an der Zusammensetzung des Plagioklasamphibolits sich beteiligende Hornblende ausschliesslich die olivgrüne, so ist es beim Epidotamphibolit die aktiolithartige, blassgrüne. Ferner kann man die Beobachtung machen, dass in letzterem Gesteine eine bedeutende Anreicherung des Erzgehalts stattgefunden hat, und zwar in erster Linie von Magnetkies. Diese Konzentration des Eisengehalts könnte dahin erklärt werden, dass das bei der Umwandlung der olivgrünen Hornblende frei werdende Eisen durch das granitische Magma als Magnetkies zur Auskristallisation gebracht wurde. Dadurch, dass dieser Reichtum an Erzen nun besonders in den hornblendereichen Partieen zu beobachten ist, gewinnt diese Annahme an Wahrscheinlichkeit. Im Grossen und Ganzen ähnelt das Gestein sowohl in Struktur als in Mineralgehalt dem titanitreichen Epidotamphibolit, da hier wie dort Epidot und blassgrüne Hornblende in der gleichen Ausbildung die Hauptgemengteile des Gesteins bilden. Nur der Epidot, der dort fast ausschliesslich als Umwandlungsprodukt des Plagioklases auftritt, ist hier auch in selbständigen Körnern als „epidote vermiculé" entwickelt. Der Titanit tritt ebenfalls in kleineren tropfenartigen Kristallen in den Hornblenden auf; doch ist er hier viel häufiger durch grössere Körner, die allerdings kristallographisch minder gut begrenzt sind, vertreten. Von besonderem Interesse ist das Auftreten des sonst nicht beobachteten Vesuvians, der allerdings nur in kristallographisch sehr unvollkommen ausgebildeten Individuen erscheint. Meistens findet er sich im Quarz und hebt sich dann infolge der Brechungsdifferenzen mit seiner chagrinierten Oberfläche von ihm ab. Farblos von Beschaffenheit, dürfte er zu den eisenarmen Varietäten des Minerals zu zählen sein.

Entstanden aus den Amphiboliten infolge der Aufnahme von granitischem Material Epidotamphibolite, so macht sich in den Kalksilikathornfelsen neben dem Epidot

noch ein weiteres Kalksilikat, der Zoisit, bemerkbar. Ich bezeichne diese Abänderung als

c) Hornblendeführender Epidotzoisitfels.

Als Hauptgesteinskomponenten kommen Zoisit, Epidot und Hornblende in Betracht. Titanit und Diopsid treten ebenfalls, wenn auch nur in kleineren Körnern in nicht unbedeutenden Mengen auf. Quarz, Vesuvian und Magnetkies spielen dagegen hier nur eine ganz untergeordnete Rolle.

Der Zoisit ist sehr eigenartig ausgebildet. Nur selten trifft man ihn in gut entwickelten Prismen mit der charakteristischen Absonderung nach (001) an, sondern im Allgemeinen sind grössere, lappig umrandete Individuen zu Stande gekommen, in denen die Spaltbarkeit nach (010) sehr vollkommen hervortritt. Auch hier sind die bekannten lawendelblauen Polarisationsfarben in Schnitten nach dem Makropinakoid wahrzunehmen. Eine Umwandlung in Calcit, die sich allerdings erst im Anfangsstadium befindet und sich erst bei gekreuzten Nicols durch hochpolarisierende Pünktchen und Flitterchen zu erkennen gibt, lässt den Zoisit häufig etwas trübe erscheinen.

Der Epidot tritt je nach seiner Genesis in verschiedenem Habitus auf. Zunächst finden wir ihn in grösseren Partieen vereinigt, die offenbar primärer Entstehung sind und zusammen mit dem Zoisit die Hauptbestandteile des Gesteins ausmachen. Er ist in dieser Ausbildungsweise sehr frisch und bringt infolgedessen seinen Pleochroismus gut zur Geltung, obschon die Farben auch hier nicht sehr intensiv (a. farblos, b. hellgeblich, c. hellgeblich mit Stich ins Grüne) sind. Die vollkommene Spaltbarkeit nach der Basis ist ebenfalls sehr gut ausgeprägt. Kristallflächen fehlen aber fast vollständig. Andererseits finden wir ihn als sekundäres Umwandlungsprodukt der Hornblende zwischen wirr gelagerten Chloritblättchen, die anscheinend dem Klinochlor zuzurechnen sind, als kleine, stark lichtbrechende Körner mit hohen Polarisationsfarben.

Weist er in dieser Form immerhin noch eine Grösse von 0.1 mm auf, so trifft man ihn schliesslich auch noch in nicht mehr messbaren winzigen Körnchen, die ein dichtes, undurchsichtiges Aggregat bilden. Nur bei gekreuzten Nicols kann man wohl zu dem Schluss kommen, dass man es hier ebenfalls mit Epidot zu tun hat. Da er nun in den Plagioklasamphiboliten in derselben Entwicklung als Umwandlungsprodukt des Feldspats auftritt, so ist die Vermutung wohl sehr naheliegend, dass er auch hier sekundär aus dem Feldspat entstanden ist. Nur ist die Umwandlung eine viel weitgehendere als in dem Plagioklasamphibolit.

Die Hornblende ist anscheinend durch Kalkreichtum ausgezeichnet; denn sie besitzt eine sehr schwache Eigenfarbe. Bald ist sie in grösseren, strahligen Individuen vertreten, bald liegt sie in Form kleiner Mikrolithen im Zoisit und Epidot.

Die korrodierte Beschaffenheit des Quarzes erweckt im Beobachter die Frage, ob dieses Mineral nicht als der am wenigsten angreifbare Teil des ursprünglichen Gesteins sowohl dem Drucke, der die Ursache für die Bildung des kristallinen Schiefers gewesen ist, als auch dem eindringenden granitischen Magma hat widerstehen können. Für diese Annahme könnte man anführen, dass er sehr unregelmässig verteilt in bald grösseren, bald kleineren, randlich eingebuchteten Körnern auftritt. Die Kieselsäure des granitischen Magmas müsste dann allerdings zur Bildung der übrigen Mineralien beigetragen haben. In die durch Korrosion hervorgebrachten Ausbuchtungen ragen kleinere Hornblenden bisweilen stalaktitenartig hinein. Auch Spuren von Kataklase kann man hin und wieder im Quarz wahrnehmen, indem die Körner bei gekreuzten Nicols nicht mehr einheitlich, sondern undulös auslöschen. Zur Bildung von Trümmerzonen ist es nicht gekommen. Bemerkenswert sind weiterhin Einschlüsse von flüssiger Kohlensäure, die stets unregelmässig verteilt in reichlichem Masse im Quarz sich finden.

Grössere und kleinere Apatitsäulchen liegen ebenfalls im Quarz.

Titanit durchschwärmt in kleineren Körnern das ganze Gestein. Wohl von ihm zu unterscheiden ist ein ähnlich ausgebildetes Mineral, das jedoch niedrigere Licht- und Doppelbrechung, sowie helleres und durchscheinenderes Aussehen aufweist. Es ist offenbar ein kokkolithartiger Diopsid.[1])

Vesuvian tritt hinter den anderen kalkreichen Mineralien Zoisit, Epidot und Hornblende sehr zurück. Er ist nicht sehr charakteristisch nur in rundlichen, von unregelmässigen Rissen durchzogenen Körnern ohne jegliche Kristallflächen ausgebildet.

Magnetkies ist nur selten zu beobachten. Möglicherweise hat das ursprünglich vorhandene Mineral im Verein mit der Kieselsäure des Granits zur Bildung von Epidot und Hornblende Verwendung gefunden. Einzelne Körner lassen in bemerkenswerter Weise durch gute sechseckige Durchschnitte die Zugehörigkeit zum hexagonalen System erkennen.

VI. Ergebnisse.

In der Einleitung wurden von mir einige wichtige Fragen aufgeworfen, in deren Beantwortung die Ansichten noch stark auseinandergehen.

Im Folgenden will ich versuchen darzuten, inwieweit meine im Vorstehenden niedergelegten Wahrnehmungen für die Beantwortung dieser Probleme verwertet werden können.

Was zunächst die Frage: Befand sich das Gestein im festen Zustand, als die Injek-

1) Vgl. C. Hintze: Handbuch der Mineralogie 1893. II. p. 1032. Mit Kokkolith wurde ein Diopsid von Arendal bezeichnet, den man anfänglich für ein neues Mineral hielt. Jetzt wird zweckmässig wohl Kokkolith einzig und allein als Strukturbezeichnung für körnig ausgebildete Mineralien benutzt.

tion stattfand, oder war es in plastischen Zustand versetzt? anlangt, so führen sowohl die vielfache Durchtrümerung der Amphibolschieferscholle ohne vorgezeichneten Weg, als auch die mannigfaltigen Resorptionen von Seiten des Granits zunächst zu dem Schluss, dass das granitische Magma unter einem sehr hohen Drucke gestanden hat. Ohne diesen würde dasselbe jene Wirkungen auf den Schiefer kaum haben ausüben können. Auch die flaserige Struktur des Granits bestärkt mich in dieser Mutmassung; denn, dass durch eine mechanische Einwirkung auf ein festes Gestein eine Parallelstruktur ohne kataklastische Erscheinungen denkbar ist, wie Weinschenk[1]) meint, möchte ich verneinen, denn durch dynamometamorphe Beeinflussung kann kristallinische Struktur nur zerstört, nicht aber neue erzeugt werden.[2]) Ich neige deshalb unbedingt zu der Ansicht, dass das Gestein temporär in einen plastischen Zustand versetzt wurde; denn ohne diese Annahme lassen sich meines Erachtens die ganzen Injektionserscheinungen nicht deuten. Wäre dies nämlich nicht der Fall gewesen, so müssten bei der vielfachen Durchtrümerung doch irgend welche Anzeichen von dynamometamorpher Einwirkung vorhanden sein. Auch Weinschenks Ansicht, der zufolge bei allen Mineralien unter bestimmten Druckverhältnissen ein gewisses Plastizitätsmaximum sich einstellt, welches bei der Steigerung des Drucks über diesen Punkt hinaus eine mehr oder weniger vollständige Lösung des Zusammenhangs erreicht, kann ich mich nicht anschliessen.

Ich glaube vielmehr mit Adams und Nicolson,[3])

1) E. Weinschenk: Über die Plastizität der Gesteine. Zentralblatt f. Min. 1902, S. 161—171.

2) Vgl. auch G. Klemm: 3. Bericht über Untersuchungen an den sog. „Gneissen“ und den metamorphen Schiefergesteinen der Tessiner Alpen. Sitzungsber. der K. Preuss. Akad. d. Wissensch. 1906, 420—431 p. 421.

3) F. C. Adams u. Th. Nicolson: An experimental investigation into the flow of marble. Philos. Toranisact. roy. soc London 1901, 195 363.

die, von den Anschauungen Heims[1]) ausgehend, für Kalksteine experimentell eine bruchlose Gesteinsumformung nachwiesen, dass diese auch für Silikatgesteine gültig sei. Selbstverständlich ist eine spätere Beeinflussung nach Verfestigung des Gesteins nicht ausgeschlossen. Dann müssen aber auch Kennzeichen von Kataklase im Gestein zurückgeblieben sein, wie sie z. B. Milch[2]) an einem nordischen Granitgneiss nachgewiesen hat.

Eine zweite Frage lautet: Hat eine Umkristallisation der alten Sedimente oder Eruptivgesteine vor der Injektion stattgefunden oder ist sie eine Folge derselben, also eine Kontakterscheinung? Zunächst hat es nach der Struktur des Gesteins den Anschein, als ob der kristalline Schiefer seine Entstehung überhaupt erst der Injektion verdanke. Wenn man sich jedoch die Partieen direkt am Kontakt näher ansieht, so muss man wohl zu der Ansicht kommen, dass er schon vorher existiert habe; denn die Art und Weise, wie der Glimmer und die neogene Hornblende dort im Gesteinsbilde auftreten, besonders wie die letztere aus der primären Hornblende herauswächst, lassen es sehr wahrscheinlich erscheinen, dass dort ursprünglich auch eine olivgrüne Hornblende vorhanden war und unter den Einfluss des granitischen Magmas die schilfige Hornblende und der Glimmer sich aus ihr erst herausentwickelt haben.

Schliesslich wäre noch zu erörtern: Woraus ist der Amphibolit mit seinen Kalksilikathornfelsen hervorgegangen? Um diesem Problem näher treten zu können, muss man sich erst einmal darüber klar sein, welche Gesteine nach ihrer chemischen Zu-

---

1) A. Heim: Mechanismus der Gebirgsbildung. 1878.

2) L. Milch: Über dynamometamorphe Erscheinungen an einem nordischen Granitgneiss. Neues Jahrbuch f. Min. 1900, II 51—66.

sammensetzung überhaupt Amphibolite liefern können. Es kommen da in Betracht[1]):

1) basische Eruptivgesteine: Diorit, Diabas, Gabbro Pyroxenite, Peridotite;
2) Tuffe derartiger basischer Gesteine;
3) sandig dolomitische Mergel oder ähnliche Sedimente.

Die letzteren glaube ich von vornherein ausschliessen zu können; denn reine Sedimente zeigen im allgemeinen, wenn sie in kristalline Schiefer umgewandelt werden, viel abwechselungsreichere Ausbildungsweise und es wäre hier dann wohl eine Vergesellschaftung mit anderen Gesteinen z. B. Quarziten u. s. w. zu erwarten gewesen. Es bleiben also nur noch die ersten beiden übrig. Dass Tuffe jedenfalls bei ihrer Bildung beteiligt waren, glaube ich aus den vielfach eingelagerten Kalksilikathornfelsen sehen zu müssen. Wäre das Ausgangsmaterial für den Schiefer nur ein einheitliches Eruptivgestein ohne Tuffe gewesen, so könnte man sich den immerhin, ja innerhalb gewisser Grenzen vorhandenen Wechsel im petrographischen Charakter der Schiefer kaum erklären. Dass das supponierte Eruptivgestein dann zur Gruppe der Diabase gehören würde,[2]) ergibt sich aus nachfolgender Analyse eines Plagioklasamphibolits:

SiO_2	47.34
TiO_2	3.33
Al_2O_3	12.99
Fe_2O_3	1.71
FeO	11.96
CaO	12.62
MgO	5.66
K_2O	1.53
Na_2O	2.35
	99.49

1) Vgl. R. Reinisch. Petrographisches Praktikum II, 1904 S. 165.

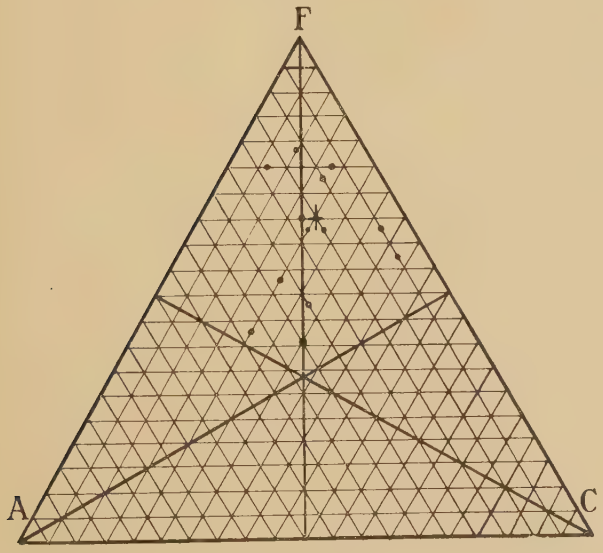
2) Vgl. hierzu E. Weinschenk: Grundzüge der Gesteinskunde II. Freiburg 1905. S. 121.

Rechnet man diese Analyse auf Molekularprozente und Gruppenwerte[1]) um, so findet man, dass dieser Gesteinstypus im Osannschen Dreieck mitten in das Gebiet der Diabasgesteine hineinfällt.

Molecularproportionen		Mol. Prozente
SiO_2	0.8389	53.33
Al_2O_3	0.1271	8.09
FeO	0.1875	11.92
CaO	0.2254	14.32
MgO	0.1402	8.91
K_2O	0.0162	1.03
Na_2O	0.0378	2.40

Gruppenwerte:

S	53.33	a	3
A	6.86	c	4
C	9.32	f	13
F	30.49	n	7



1) A. Osann: Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine. Tsch. M. P. M. Bd. 19. 20. 21. 1901, 1902, 1903.

Der hohe Titangehalt, der sich aus den bedeutenden Mengen von Titanmineralien ergibt, würde ebenfalls für einen Diabes sprechen, ferner auch, dass auch an der Südostflanke [1]) des Granulitgebirges mitteldevonische Diabase und deren Tuffe durch Kontaktmetamorphose in Amphibolite umgewandelt sind. Es wäre nicht ausgeschlossen, dass im Untergrunde des Lausitzer Granitmassives ebenfalls Diabase vorhanden sind. Dass ein peripherischer Herd mit sehr basischem Magma, wie es der Diabas erfordert, in der Lausitz liegt, erhellt daraus, dass später, als der Granit schon emporgepresst war, in den aufreissenden Spalten Diabase und Diorite emporgedrungen sind.

VII. Zusammenfassung.

1. Die flaserige Struktur des Granits hat ihre Ursache in dem im emporgepressten Magma herrschenden Drucke, durch welchen die bereits konsolidierten Mineralien in eine Fluidalrichtung gebracht wurden.

2. Seine jetzige chemische Zusammensetzung verdankt der Granit der Aufnahme von basischem Schiefermaterial.

3. Die Amphibolite treten in drei verschiedenen Varietäten auf: Plagioklasamphibolit, reiner Amphibolit, Erzamphibolit.

4. Die in ihm liegenden Kalksilikathornfelse ebenfalls: Augitfels, Granataugitfels, Zoisitaugitfels.

5. Ein Mittelglied ist der Zoisitamphibolit. Seine Struktur bezeichne ich mit „ophitoblastisch".

6. Am Kontakt des Granits mit dem Amphibolit stellt sich eine saure Randfacies ein.

7. Mit der Verjüngung der Adern steht ein Abnehmen des Glimmergehalts in Verbindung.

---

1) H. Credner: Die Genisis des sächsischen Granulitgebirges. Zentralblatt f. Min. 1907. S. 523.

8. Die Injektion hat sowohl parallel als auch schräg und senkrecht zur Schieferung stattgefunden. Sind Adern parallel zur Schieferung in das Gestein eingedrungen, so zeigen sie in der Regel eine grössere Ausdehnung, als wenn sie quer zu ihr den Weg im Gestein gesucht haben. Die Ursache ist offenbar der in der Schieferrichtung geringere Widerstand.

9. Es hat eine Resorption von Schiefer in verschiedenem Masse stattgefunden: Zentrale Partieen weisen bisweilen wenig oder gar kein resorbiertes Material auf, während dies in den äussersten Randpartieen reichlicher zu finden ist.

10. Die resorbierten Partieen weisen Kontaktstruktur auf, die um so mehr abnimmt, je mehr man sich dem Ende der Apophyse nähert.

11. Das resorbierte Material braucht nicht von dem unmittelbar anstossenden Schiefer herzurühren, sondern kann auch von weiterher stammen.

12. Vielfach hat nur eine Auflockerung stattgefunden, wie dies nicht völlig resorbierte Partieen zeigen.

13. Die Wirkung des Granits auf den Schiefer äussert sich in:

a) Strukturveränderungen: die schiefrige Struktur wird feinkörnig oder gefältelt;

b) Bildung einer glimmerreichen Randzone mit schilfigen Hornblenden.

14. Bemerkenswert ist das Auftreten von Mischgesteinen, die durch reichliche Durchtränkung eines Schiefers mit granitischem Magma entstanden sind. Aus dem Plagioklasamphibolit sind Epidotamphibolite, aus den Kalksilikatfelsen Epidotzoisitfelse gebildet worden.

15. Das Nebengestein scheint bei der Injektion in einen plastischen Zustand versetzt worden zu sein.

16. Das Ursprungsmaterial waren höchst wahrscheinlich Diabase und ihre Tuffe.

17. Letztere waren schon in Amphibolite umgewandelt, als die Injektion stattfand.

18. Bei den einzelnen Mineralien sind folgende Wahrnehmungen bemerkenswert:

a) Bei zonar gebauten Hornblenden sind die randlichen Partieen meist heller als die zentralen.

b) Die sog. schilfige Hornblende wächst spiessig und messerartig aus der olivgrünen heraus.

c) Die Hornblende verzwillingt sich auch nach dem Orthodoma w $(\bar{1}01)$.

d) Konzentrisch-radial struierte Titanite sind durch Umwandlung des Ilmenits entstanden.

e) Sind Rutile mit Titaniten umwachsen, so sind letztere sekundäre Umwandlungsprodukte der ersteren.

f) Der Augit zeigt bisweilen eine jedenfalls durch Druck hervorgerufene Absonderung nach (001).

g) Epidot tritt auch als „epidote vermiculé“ auf.

Vorliegende Arbeit wurde im mineralogisch-geologischen Institut der Universität Erlangen unter Leitung von Herrn Prof. Dr. H. Lenk angefertigt. Es sei mir an dieser Stelle gestattet, ihm meinen aufrichtigsten Dank für die liebenswürdige Unterstützung, die er mir hat zu teil werden lassen, auszusprechen.

Auch Herrn Prof. Dr. R. Reinisch Dank für die Anregung zu der Arbeit.

Lebenslauf.

Ich, Hans Ivens, hamburgischer Staatsangehöriger und evangelisch-lutherischer Konfession, wurde am 30. April 1887 als Sohn des Hauptlehrers Rudolf Ivens und seiner Ehefrau Constanze geb. Harder zu Fuhlsbüttel bei Hamburg geboren. Michaelis 1905 bestand ich am Johanneum zu Hamburg die Reifeprüfung. Schon während meines einjährig-freiwilligen Dienstjahres — 1. X. 05 bis 30. IX. 06 — an der Universität Jena immatrikuliert, studierte ich noch weitere drei Semester dort Mathematik und Naturwissenschaften. Dann setzte ich in den drei darauffolgenden Semestern meine Studien in Leipzig fort. Seit Wintersemester 1909/10 bin ich in Erlangen immatrikuliert. In Jena besuchte ich die Vorlesungen und Praktika der Herren: Thomae, Haussner, Philippi, Winkelmann, Knorr, Liebmann, Linck, Vongerichten, Rabe, Dove; in Leipzig: Zirkel, Rohn, Des Coudres, Hausdorff, Credner, Reinisch, Felix, Wiener, Hölder, Wundt, Barth, Lehmann, Wagner, Kötzschke; in Erlangen: Lenk, Wiedemann.